

El magmatismo cretácico-terciario y su relación con sistemas hidrotermales polimetálicos en la región de Colipilli-Naunaucó, provincia del Neuquén

Melisa A. SALVIOLI^{1,2}, Mabel E. LANFRANCHINI^{1,3}, Clemente RECIO⁴ y Raúl E. de BARRIO¹

¹Instituto de Recursos Minerales (INREMI), Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de La Plata, La Plata.

²Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET).

³Comisión de Investigaciones Científicas de la Provincia de Buenos Aires (CICBA).

⁴Departamento de Geología, Facultad de Ciencias, Universidad de Salamanca, Salamanca, España.

Email: melisa_salvioli@hotmail.com.ar, debarrio@inremi.unlp.edu.ar

Editor: Mónica López de Luchi

RESUMEN

Mineralizaciones barítico-polimetálicas se emplazan en el sector noroccidental de la Cuenca Neuquina, región Colipilli-Naunaucó, evidenciando relación espacial con el magmatismo de composición intermedia sucedido en el Cretácico Tardío - Paleoceno. Dichas mineralizaciones se presentan como mantos y vetas estratiformes alojados principalmente en la Formación Huitrín y en sus contactos con las rocas ígneas de la Formación Colipilli y también como vetas discordantes rellenando fracturas y zonas de brechamiento en sedimentitas (Formaciones Vaca Muerta, Mulichinco y Huitrín) y en andesitas de la Formación Colipilli. Su paragénesis mineral está principalmente integrada por baritina y en menor proporción por óxidos-hidróxidos de hierro con sulfuros de Pb, Cu y Zn. Además, se presentan niveles mantiformes de magnetita en horizontes calcáreos del Miembro Chorreado (Formación Huitrín). Con el fin de explicar el rol del magmatismo en la génesis de las mineralizaciones se efectuaron estudios petrológicos, geoquímicos, microtermométricos y de isótopos estables. Estos revelaron que los fluidos responsables de la formación de magnetita tuvieron mezcla de aguas formacionales y meteóricas y los que originaron a las mineralizaciones barítico-polimetálicas fueron de carácter hidrotermal, provenientes de aguas formacionales, que fueron remobilizados por el calor que aportó el magmatismo. Estos fluidos debieron haber circulado a través de las superficies de discordancia e interestratales hasta que las condiciones físico-químicas fueron favorables para el desarrollo de procesos de reemplazo y relleno. El azufre que formó los sulfuros pudo haberse generado tanto por reducción bacteriana del sulfato, catalizada por la presencia de hidrocarburos en el sistema, como por reducción termoquímica del sulfato.

Palabras clave: Baritina, galena, andesita, Colipilli, Neuquén

ABSTRACT

Cretaceous-Tertiary magmatism and its relationship with polymetallic hydrothermal systems, Colipilli-Naunaucó region, Neuquén Province.

Barite-polymetallic mineralizations are placed in the northwestern sector of the Neuquén Basin, Colipilli-Naunaucó region, in close spatial relationship with the mesosilicic magmatism that took place during the Late Cretaceous-Paleocene period. These mineralizations occur as mantles and stratiform veins mainly hosted in the Huitrín Formation and in the contact zone between this unit and the Colipilli Formation igneous rocks and as discordant veins filling fractures and breccia zones in sedimentary rocks (Vaca Muerta, Mulichinco and Huitrín formations) and in the Colipilli Formation andesites. Their mineral assemblage is mainly composed of barite and minor amounts of iron oxide-hydroxides and Pb, Cu, Zn sulfides. In addition, mantles of magnetite occur in calcareous horizons of Chorreado Member (Huitrín Formation). In order to explain the role of magmatism in the genesis of the mineralization, petrologic, geochemical, microthermometric and stable isotope studies were conducted. These revealed that magnetite was formed by mixture of formational and meteoric waters, while hydrothermal fluids derived from formational waters were responsible for barite-polymetallic mineralization formation, considering that they were remobilized by the thermal effect provoked by the magmatism. These fluids must

have circulated through unconformities and interbedded surfaces until physicochemical conditions were favorable for the development of replacement and infilling processes. The sulfur that formed sulfides might have been generated by bacterial sulfate reduction, catalyzed by the presence of hydrocarbons in the system, as well as by thermochemical sulfate reduction.

Keywords: Barite, galena, andesite, Colipilli, Neuquén

INTRODUCCIÓN

En el sector noroeste de la provincia de Neuquén, una importante actividad tectono-magmática se ha desarrollado entre fines del Mesozoico y principios del Cenozoico. Si bien existen varios trabajos que analizan la evolución tectónica de la Cuenca Neuquina y el magmatismo asociado (Ramos 1978, Viñes 1985, Ramos y Folguera 2005, entre otros) son escasas las contribuciones que han tratado de explicar el rol que desempeñó este magmatismo en la génesis de los sistemas hidrotermales polimetálicos (Ba-Fe-Pb-Cu-Zn) desarrollados en la región de Colipilli-Naunaucó (Figs. 1 y 2).

En este trabajo se presenta una caracterización geológico-estructural del magmatismo de naturaleza esencialmente andesítica en el sector de estudio, a través del análisis de la geometría y extensión de las facies intrusivas y extrusivas conjuntamente con el estudio mineralógico, petrológico, geoquímico e isotópico de las mismas, en el contexto estructural en el cual se encuentra la faja plegada y corrida del Agrio. A su vez, se exponen algunas consideraciones metalogénicas aportando datos acerca de la procedencia y naturaleza de los fluidos mineralizantes actuantes en los sistemas hidrotermales. Se presenta un modelo genético preliminar en el cual se esbozan las condiciones físico-químicas en que se han desarrollado estos sistemas en un ámbito dominado por el magmatismo y los eventos tectónicos ocurridos durante el Cretácico Tardío-Paleoceno.

ANTECEDENTES

El magmatismo terciario fue definido por Groeber (1946) como Mollelitense (Oligoceno) esencialmente para la región de Chos Malal; años más tarde, Yrigoyen

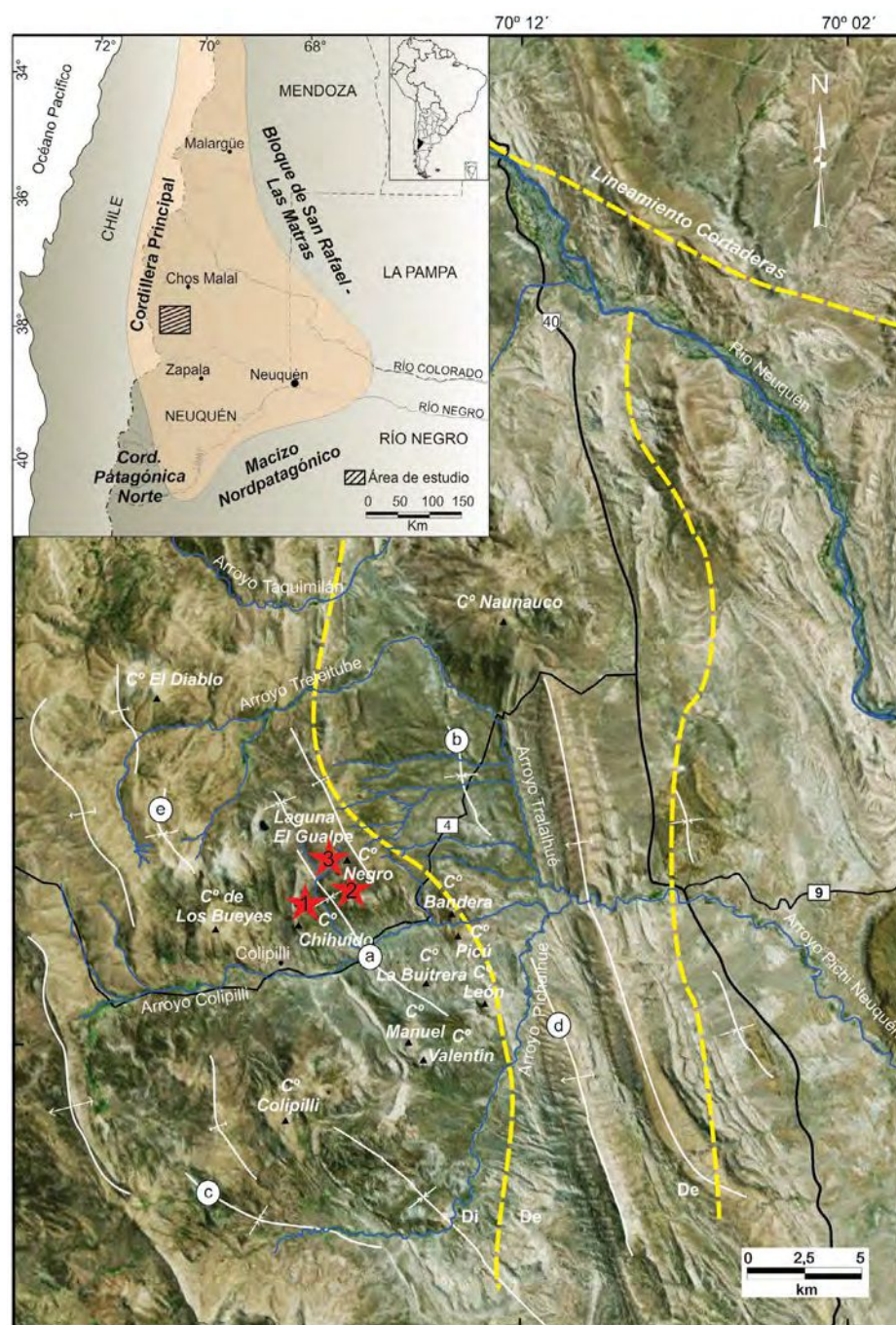


Figura 1. Ubicación del sector de estudio. Se destacan las principales estructuras: (a) sinclinal de Colipilli, (b) sinclinal de Tralalhué, (c) sinclinal Pichaihue, (d) anticlinal de la sierra de Chorríaca, (e) anticlinal del cerro Palao de Tralalhué; y las principales minas: (1) San Eduardo-La Bienvenida, (2) La Bruja-Julio César, (3) Carlita-La Esperanza. Di: Deformación interna, De: Deformación externa.

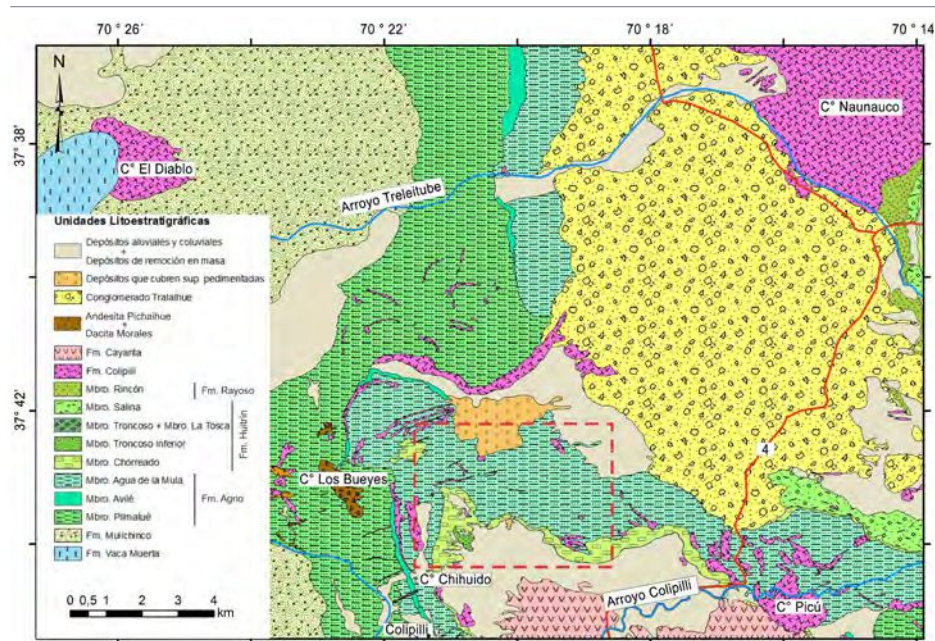


Figura 2. Mapa geológico del área de estudio y sectores adyacentes. Rectángulo rojo incluye: mina San Eduardo, mina La Bienvenida, minas La Bruja-Julio César, minas La Esperanza-Carlita y mina Augusta.

(1972) adecuó la denominación a la nomenclatura estratigráfica redefiniendo a la unidad como Grupo Molle. Cabe destacar que esta intensa actividad magmática estuvo acompañada por procesos de deformación que le han impreso a la secuencia jurásico-cretácica un característico estilo estructural directamente vinculado con la generación de importantes recursos de hidrocarburos y de depósitos minerales polimetálicos.

Los primeros estudios geológico-metalogénicos del área de trabajo fueron realizados por Llambías y Malvicini (1978) quienes definieron la presencia de cuerpos subvolcánicos de andesitas anfibólicas bajo la forma de stocks, lacolitos, filones capa y diques. A su vez, reconocieron facies extrusivas conformadas por lavas con estructuras principalmente brechosas y aglomerados volcánicos. Además, estos mismos autores, consideraron que los depósitos metalíferos presentes en la región forman parte de una amplia provincia metalogénica que se extiende desde el río Diamante, en la provincia de Mendoza, hasta el sur del Neuquén.

Zamora Valcarce *et al.* (2006) efectuaron fechados radiométricos que permitieron distinguir dos eventos ígneos en el área de la faja plegada y corrida del Agrio, bien diferenciados en edad y característi-

cas geoquímicas. El primero de ellos es de edad Cretácico temprano y está compuesto por una serie de diques basálticos de rumbo este-oeste, mientras que el otro es de edad Cretácico Tardío-Paleoceno y está constituido por rocas de arco magmático, tanto intrusivas como extrusivas. Al primero se lo denominó Basalto Cerro Mocho y Grupo Naunauco al segundo; ambos integran a las Formaciones Colipilli (rocas intrusivas, Llambías y Rapela 1987, 1989) y Cayanta (rocas extrusivas, Rapela y Llambías 1985). Así, queda la denominación de Grupo Naunauco circunscripta a las rocas ígneas de edad Cretácico Tardío-Paleoceno (Zamora Valcarce *et al.* 2006) mientras que el Grupo Molle comprende las magmatitas de edad eocena.

MARCO GEOLÓGICO

El área de estudio se localiza dentro de la faja plegada y corrida del Agrio. Esta unidad morfoestructural, que actualmente se encuentra inactiva, habría comenzado a formarse en el Cretácico Temprano (Zamora Valcarce 2007). Se caracteriza por una serie de plegamientos asociados a fallas, desarrollados sobre secuencias sedimentarias mesozoicas (Braccacini 1970). Desde el punto de vista estructural

fue dividida en dos sectores, uno interno, al oeste, afectado por deformación de piel gruesa, al cual pertenece el área de Colipilli y otro externo, al este, dominado por estructuras de piel fina (Viñes 1985, Ramos 1998).

Las unidades estratigráficas aflorantes en el sector de estudio corresponden al intervalo Jurásico Tardío-Reciente (Fig. 3). No hay registros del basamento permo-triásico ni de las unidades que integran el zócalo de la Cuenca Neuquina. Las Formaciones más antiguas integran el Grupo Mendoza, compuesto por pelitas y calizas marinas de la Formación Vaca Muerta (Tithoniano-Valanginiano), areniscas continentales de la Formación Mulichinco (Valanginiano medio) y facies marino-continentales (areniscas, pelitas y calizas) de la Formación Agrio (Barremiano). Continúa la sucesión estratigráfica con las Formaciones Huitrín y Rayoso que integran el Grupo Bajada del Agrio. La Formación Huitrín (Barremiano superior-Aptiano inferior) reúne areniscas, calizas y evaporitas de ambiente mixto mientras que la Formación Rayoso (Aptiano superior-Albiano) está integrada por facies continentales tipo *red beds*, compuestas por conglomerados, areniscas, limolitas, arcilitas y evaporitas. Intruyendo a toda la secuencia, se encuentra la Formación Colipilli, constituida principalmente por rocas de naturaleza andesítica aunque también se reconocen pórfidos dacíticos y dioríticos. En facies extrusivas se encuentra la Formación Cayanta, representada por una sucesión de coladas masivas y mantos de brechas autoclásticas. Por encima, se sucedieron depósitos sinorogénicos reunidos bajo la denominación de Conglomerado Tralalhue, de edad Mioceno medio, que, junto con la cubierta cuaternaria, compuesta por depósitos aluviales y coluviales, completan la columna estratigráfica.

ASPECTOS ESTRUCTURALES

La faja plegada y corrida del Agrio es una unidad morfoestructural situada entre las localidades de Chos Malal al norte y Las Lajas al sur; se encuentra limitada por la fosa de Loncopué al oeste y el dorso de los Chihuidos por el este (Fig. 1). Las ro-

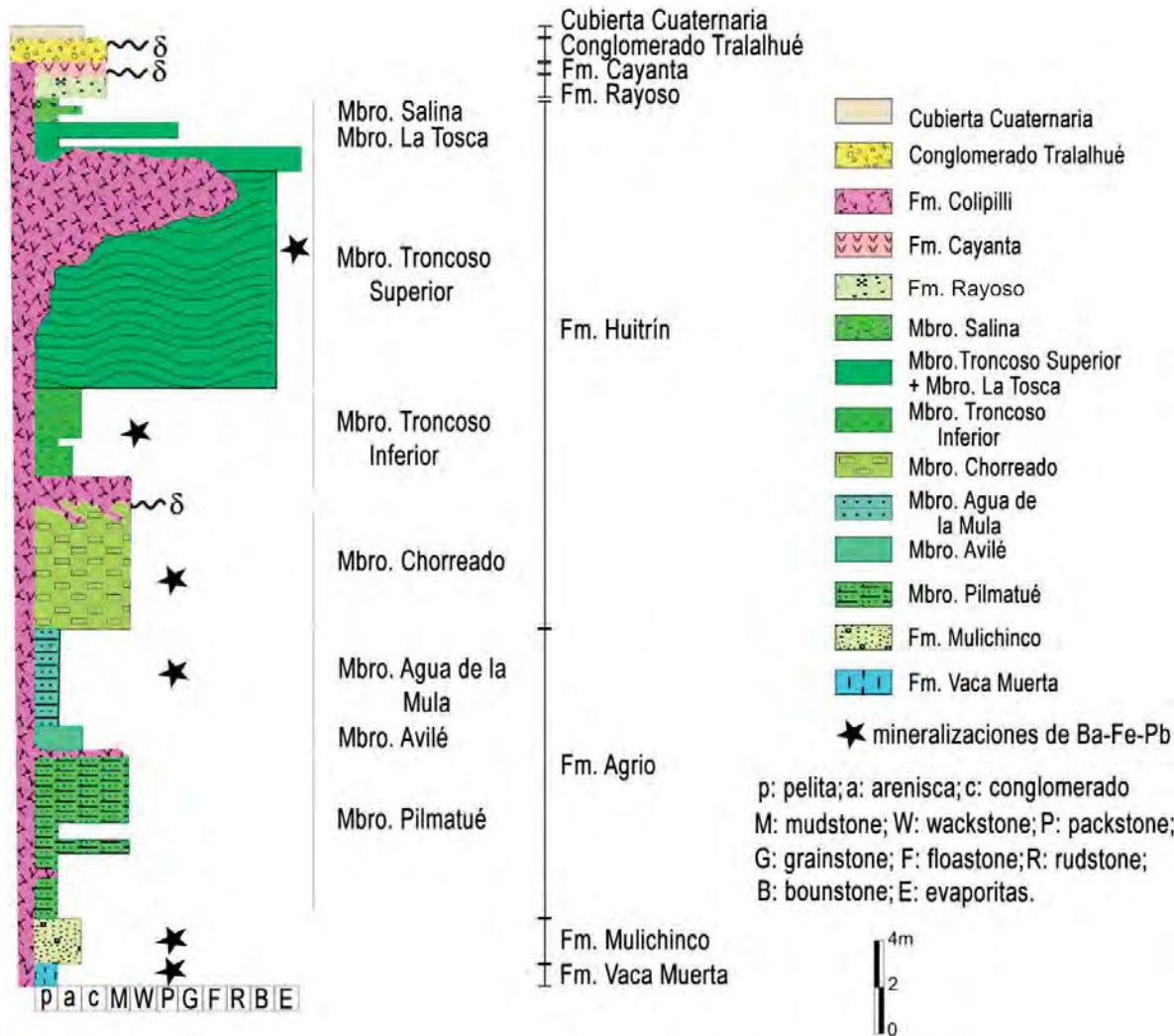


Figura 3. Columna estratigráfica del área de estudio.

cas sedimentarias mesozoicas del área se encuentran plegadas formando sinclinales y anticlinales. Las estructuras más conspicuas reconocidas en la región investigada son: (a) el sinclinal de Colipilli, que es una depresión de gran tamaño a la que se le asocian anticlinales y sinclinales menores de segundo orden, conformando una estructura de sinclinorio (Llambías y Malvicini 1978). Dicha macro-estructura afecta a las sedimentitas eocretácicas y a ella se asocian los cuerpos intrusivos de la Formación Colipilli y los depósitos volcánicos de la Formación Cayanta. Su flanco occidental posee una inclinación del orden de los 40°, mientras que el flanco oriental, conformado por la sierra de Chorriaca, presenta inclinaciones mayores (Zamora Valcarce 2007). (b) El sinclinal de Tralalhué, que se ubica al noreste del anterior con una orientación general NNO-SSE. Se

encuentra en el sector norte de la sierra de Chorriaca; ha sido interpretado como una cuenca de transpresión, *piggy-back* (Ramos 1998), rellena por los depósitos sinorogénicos del Conglomerado Tralalhué. El sinclinal de Colipilli junto con el de Tralalhué, representan bajos estructurales propicios para el alojamiento de las mineralizaciones baríticas. Constituyen el límite occidental de la zona externa de la faja plegada y corrida del Agrio. (c) El sinclinal Pichaihue, es una estructura de orientación predominantemente NNO-SSE cuyo rasgo distintivo es una gran longitud de onda que le concede una amplitud muy grande (Leanza *et al.* 2006). (d) El anticlinal de la sierra de Chorriaca, que es una estructura de unos 40 km de longitud, posee morfología cilíndrica de cresta subhorizontal y flancos con altas inclinaciones (Zamora Valcarce 2007). Se encuentra

al sur del Arroyo Colipilli y su orientación general es NNO-SSE. También completa el límite occidental de la zona externa de la faja plegada y corrida del Agrio. En su núcleo aflora la Formación Vaca Muerta en tanto que en sus flancos se observa la Formación Mulichinco. (e) El anticlinal del cerro Palao de Tralalhué, ubicado al norte del Arroyo Colipilli, se caracteriza por una serie de estructuras plegadas menores que afectan a rocas de las Formaciones Vaca Muerta y Mulichinco. En general estas estructuras presentan una orientación NO-SE (Fig. 1).

METODOLOGÍAS DE ESTUDIO

Se determinó la composición química de las rocas ígneas del área mediante la

cuantificación de elementos mayoritarios, minoritarios, trazas y tierras raras. Sobre la base de los estudios petrográficos, se seleccionaron muestras representativas de cada tipo litológico identificado. Parte de estas muestras fueron trituradas y pulverizadas a malla 200 en un molino Herzog equipado con cámaras de molienda de anillos de carburo de tungsteno, para ser analizadas geoquímicamente en los laboratorios AcmeLabs (Canadá). La concentración de cada elemento se determinó mediante espectrometría de masas con plasma acoplado inductivamente (ICP-MS). La pérdida por calcinación (PPC) se determinó por calentamiento de una fracción de la muestra y medición de la diferencia de masa.

Para definir la naturaleza y procedencia de los fluidos mineralizantes que actuaron en el área de estudio se realizaron análisis de isótopos estables (O y S) y microtermometría en inclusiones fluidas. Los primeros se efectuaron en sulfatos y sulfuros de la mineralización barítico-polimetálica (baritina, galena, calcopirita) así como en óxidos de las rocas ígneas y mineralizaciones de Fe (magnetita). Las determinaciones isotópicas se realizaron en el Servicio de Isótopos Estables de la Universidad de Salamanca (España) mediante la utilización de un espectrómetro de masas de fuente gaseosa, modelo SI-RA-II, fabricado por VG-Isotech, equipado con *cold finger*, para análisis de muestras pequeñas y sistema múltiple de admisión de muestras. Los cristales de cada uno de los minerales analizados fueron separados y concentrados en forma manual bajo lupa binocular para su posterior ensayo. En cuanto a los granos de magnetita, éstos fueron concentrados utilizando imanes de campo magnético de alta intensidad controlando bajo microscopio calcográfico la ausencia de alteración (martitización) y de intercrecimientos de ilmenita.

Las mediciones microtermométricas se realizaron en inclusiones fluidas acuosas hospedadas en baritinas que fueron cuidadosamente mapeadas y clasificadas de acuerdo a los criterios de Roedder (1984) y Nash (1976). Estas mediciones fueron efectuadas en esquirlas de baritina en lugar de secciones bipulidas para minimizar la posible deformación de las inclusiones o pérdida de fases por efectos mecánicos.

Los estudios termométricos de las inclusiones fluidas se realizaron en el Departamento de Geología de la Universidad Nacional del Sur, en una platina de calentamiento/enfriamiento Linkam MDS 600.

UNIDADES MAGMÁTICAS

Características regionales

El Grupo Naunauco, integrado por las Formaciones Colipilli y Cayanta, presenta una amplia distribución en la región. La Formación Colipilli es de naturaleza intrusiva y en ella se diferencian cuerpos concordantes y discordantes de composición andesítica y dacítica mientras que en la Formación Cayanta se distinguen rocas extrusivas de composición andesítica.

En la Formación Colipilli los cuerpos intrusivos más frecuentes son filones capa y lacolitos con diferentes dimensiones, espesores y texturas. Los filones capa se presentan a modo de bancos duros; son lateralmente discontinuos y están alojados en espacios interestratales acomodándose a la estructura plegada (Leanza *et al.* 2006). Sus texturas son porfíricas con mesostasis que grada desde afanítica hasta microgranuda; las granulometrías más finas y más gruesas se asocian a los cuerpos ígneos de menor y mayor espesor, respectivamente. Una de las zonas más

representativas es el sector de la laguna El Gualpe, al norte del cerro Picú (Fig. 4a), donde se emplaza un enjambre de filones capa y facolitos. Por otro lado, los lacolitos son cuerpos de rocas andesíticas, más voluminosos, tienen escaso desarrollo vertical y sus texturas varían desde porfíricas hasta granudas con tamaño medio de grano que varía entre 0,5 y 1,5 cm. En la zona de estudio las mejores exposiciones se encuentran en los cerros Bandera, Picú, León, La Buitrera, Manuel, Valentín y Colipilli localizados al sur del arroyo Colipilli (Fig. 4a).

Entre los cuerpos ígneos discordantes, los que más se destacan por su expresión topográfica positiva son los *stocks* que conforman los cerros Chihuido, Los Bueyes, El Diablo y Naunauco (Fig. 4a). El primero, ubicado al norte del arroyo Colipilli, es el menor en tamaño y está constituido por rocas andesíticas. El cerro Los Bueyes, también ubicado al norte del mencionado arroyo, es la manifestación de un pórfido dacítico al que se le asocia un conjunto de diques con disposición radial (Llambías y Malvicini 1978). Por su parte, el cerro El Diablo es un pórfido diorítico cuarcífero, con una morfología elongada en dirección NNO, que se emplaza en el núcleo del anticlinal El Manzano (Llambías y Malvicini 1978, Zamora Valcarce 2007). Por último, el cerro Naunauco, es un *stock* situado

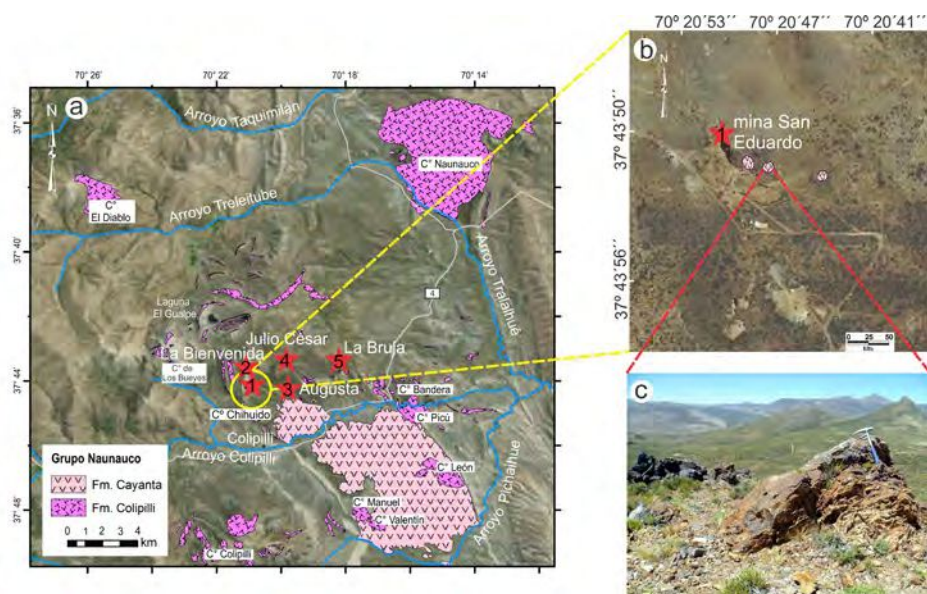


Figura 4. a) Imagen satelital en la que se indican afloramientos de la Formación Colipilli y Cayanta; b) Detalle de afloramientos de la Formación Cayanta en los alrededores de la mina San Eduardo; c) Alteración silíceá y estructuras de autobrechamiento en los afloramientos de la Formación Cayanta.

hacia la zona nororiental del área de estudio, se caracteriza por la presencia de rocas diorítico-andesíticas. Estos cuerpos se distinguen por sus tonalidades rojizas y grisáceas, de fácil reconocimiento en el campo.

La mayor cantidad de diques, también asignables a la Formación Colipilli, se concentra en las inmediaciones de los cerros Los Bueyes, Chihuido y Negro, como así también en cercanías de las minas La Esperanza, Carlita y La Bruja (Fig. 1). Presentan entre 1,5 y 3 metros de espesor y al igual que en las rocas previamente mencionadas las texturas dominantes son porfíricas con coloraciones grisáceas. Estos cuerpos de roca intruyen a toda la secuencia sedimentaria, pero los filones capa y diques se reconocen mayoritariamente en la Formación Agrio y los lacolitos en la Formación Huitrín. Por su parte, los *stocks* se observan generalmente en niveles estratigráficos más bajos (Formaciones Vaca Muerta y Mulichinco), excepto en el cerro Naunauco donde corta la parte superior de la Formación Agrio y la Formación Huitrín.

Si bien los afloramientos lávicos de la Formación Cayanta (pequeños domos y extensas coladas brechosas y masivas) cubren en general grandes superficies, en la zona de estudio se circunscriben a los alrededores de la mina San Eduardo (Fig. 4a, b y c). Aquí predominan las coladas brechosas que se encuentran intensamente diaclasadas y con variable silicificación. Se disponen en discordancia angular sobre las sedimentitas de la Formación Huitrín.

Petrografía

Las facies hipabisales de la Formación Colipilli manifiestan diversas morfologías en la comarca de Colipilli-Naunaucó y como consecuencia de ello, se registra una variación gradual desde texturas porfíricas a porfiroides, con pastas desde cryptocristalinas a microgranudas. En la Figura 5 se indica la ubicación de donde se tomaron las muestras de rocas ígneas más representativas. A escala mesoscópica, las rocas andesíticas del cerro Chihuido son de coloración grisácea (Fig. 6d y g). Se distinguen fenocristales de anfíboles con típico hábito prismático de 1,5 cm de tamaño en promedio, con máximos de

hasta 3,5 cm (Fig. 6a) y otros de plagioclasa de 0,8 cm de tamaño medio. Al microscopio, la textura es porfírica con una mesostasis holocristalina, en algunos sectores con arreglos glomeroporfíricos (Fig. 6e y f). Los fenocristales de plagioclasa (50-55 %) presentan maclado polisintético, marcada zonación (Fig. 6b) y algunos se encuentran parcialmente fracturados y alterados a sericita y calcita. Su compo-

(5-15 %) está constituida por plagioclasa, anfíbol cálcico y piritita limonitizada. El grado de alteración que estas rocas poseen es moderado a alto identificándose: (a) silicificación, se manifiesta principalmente por la presencia de cuarzo rellenando oquedades y microfracturas, en cantidades minoritarias. (b) sericitización, en las plagioclasas. Durante este proceso, el Ca^{++} de las plagioclasas quedó liberado y

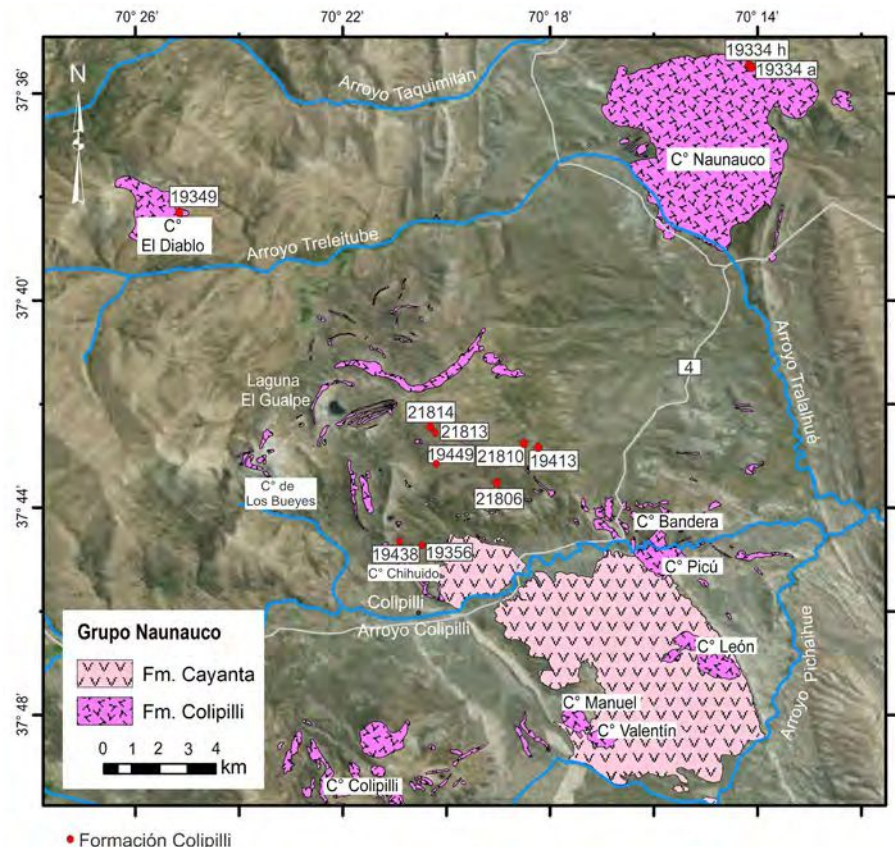


Figura 5. Ubicación espacial de las principales muestras de rocas ígneas estudiadas.

sición, a partir del método Michel-Levy, es entre andesina y labradorita (An_{46-66}). Los fenocristales de anfíbol (35-40 %) se muestran con un marcado pleocroísmo de verde castaño a verde oscuro, hábito prismático y birrefringencia moderada del segundo orden; algunos de ellos se encuentran parcialmente reemplazados por clorita, biotita secundaria y presentan sus contornos difusos debido a la segregación de minerales opacos producto de la desferrización (Fig. 6c). Según las características ópticas observadas podría tratarse de un anfíbol cálcico. Diseminados y en cantidades accesorias hay cristales octaédricos de magnetita. La mesostasis

favoreció la formación de epidoto, titanita y en menor medida calcita + clorita, reflejando una alteración de tipo (c) propilítica (Fig. 6h e i).

Las rocas de composición dacítica del cerro Los Bueyes (Fig.6j) se distinguen por su coloración grisácea con tonalidades castañas y textura porfírica. Los fenocristales están constituidos por plagioclasas (de 0,7 a 1 cm de tamaño), cuarzo (hasta 0,5 cm de tamaño) y anfíbol (tamaño máximo 0,4 cm). Asociados a ellos, hay pequeños cristales octaédricos de magnetita, que se concentran por sectores. La mesostasis es de color grisáceo y posee textura afanítica. Al microscopio, la textura

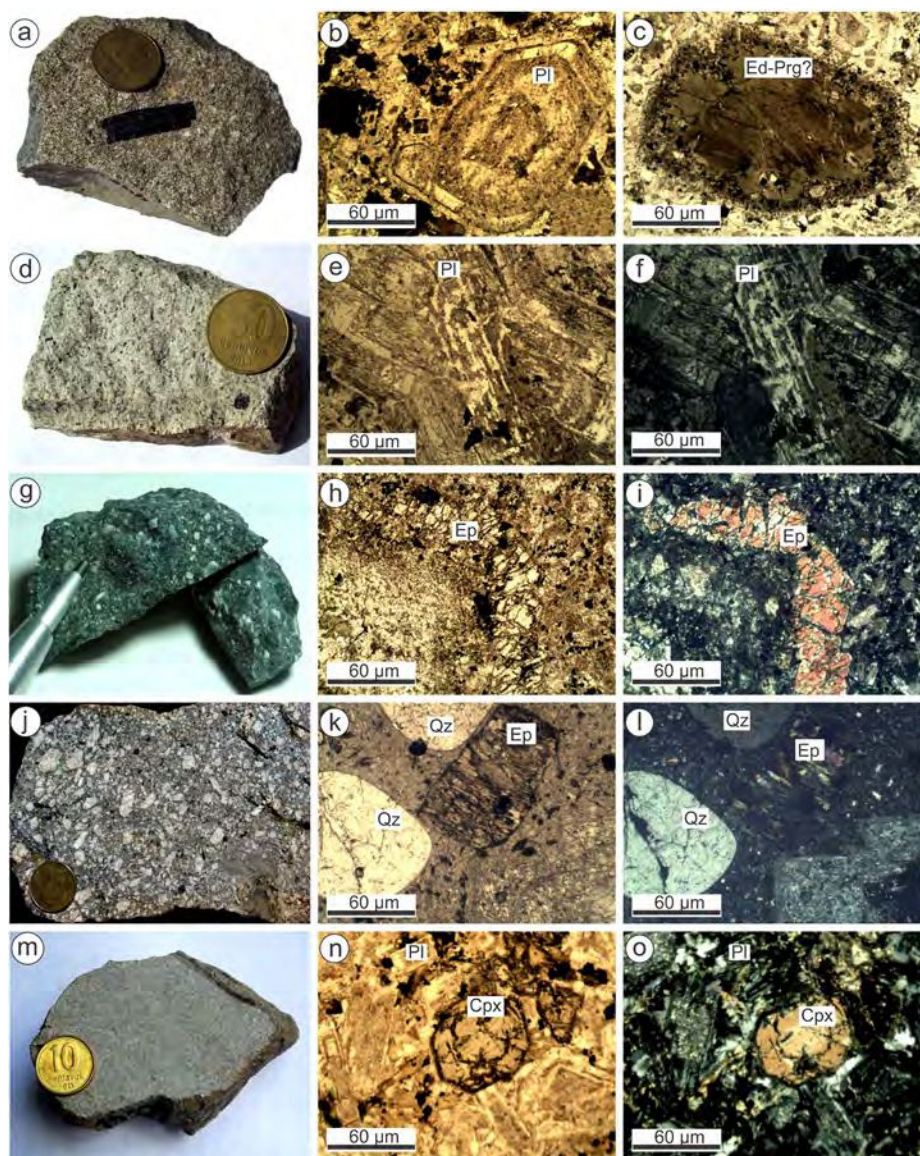


Figura 6. Fotografías de muestra de mano y de cortes delgados bajo microscopio de las unidades magmáticas: a) Vista mesoscópica de anfíbol cálcico de 3,5 cm de largo, cerro Negro; b) plagioclasa con marcada zonación, cerro Negro; c) anfíbol cálcico con contornos difusos debido a la segregación de óxidos, cerro Negro; d) aspecto mesoscópico de roca andesítica del cerro Chihuido; e, f) textura glomeroporfírica sin y con analizador, respectivamente; g) aspecto mesoscópico de andesita con alteración propilítica, cerro Chihuido; h, i) alteración propilítica sin y con analizador, respectivamente; j) vista mesoscópica de dacita, cerro Los Bueyes; k, l) cristales de cuarzo corroídos sin y con analizador, respectivamente; m) vista mesoscópica de andesita de la Formación Cayanta; (n, o) clinopiroxeno sin y con analizador, respectivamente. Abreviaturas de minerales según Whitney y Evans (2010).

porfírica se muestra constituida por fenocristales de plagioclasas (40-45 %). Los mismos se presentan con marcada zonación y maclas polisintéticas. Los fenocristales de cuarzo (20-25 %) están redondeados debido a procesos de corrosión (Fig. 6k y l), son de tamaño variado (entre 0,15 y 0,30 cm) y exhiben intensa fracturación. En menor cantidad, los fenocristales de anfíbol cálcico (10-15 %), presentan un tamaño medio de 0,15 cm. La mesostasis (5-25 %) es de grano fino, integrada por cuarzo y

feldespato (textura felsítica). Diseminados y de tamaño muy pequeño se encuentran cristales de magnetita (5-10 %), con secciones de tamaño máximo de 0,03 cm, y mínimo de 0,01 cm.

Si bien las alteraciones identificadas en las rocas dacíticas son similares a las presentes en las andesíticas, en las primeras no se encuentra desarrollada la propilitización. Las rocas de composición diorítica del cerro El Diablo exhiben coloraciones grisáceas y texturas porfíricas compuestas por

fenocristales de plagioclasas de 0,5 cm de tamaño en promedio y fenocristales prismáticos de color castaño típicos de anfíbol de 0,3 cm de longitud en general, rodeadas de una base de grano fino (0,1 cm de tamaño medio), con textura microgranuda, en la que se reconocen cristales de plagioclase y cuarzo. Al microscopio los fenocristales de plagioclasas (55-60 %) son, según el método de Michel-Levy, de composición oligoclase (An_{25}) y poseen maclas polisintéticas y de Carlsbad con ligera zonación. La alteración de tipo sericitica se concentra en los núcleos o en las fracturas de los cristales. El anfíbol (30-35 % de los fenocristales) se muestra con pleocroísmo marcado, de castaño claro a verde oscuro, con relieve alto y birrefringencia moderada; de acuerdo a estas particularidades ópticas y siguiendo la nomenclatura de Leake *et al.* (1997), podría tratarse de un anfíbol cálcico del tipo pargasítico-edenítico; algunos de ellos están alterados a clorita, óxidos-hidróxidos de hierro y biotita secundaria. La mesostasis (5-15 %) está compuesta por plagioclase y anfíbol cálcico. El grado de alteración que poseen estas rocas es moderado y principalmente es cloritización y en menor medida, sericitización.

Las rocas de composición diorítico-andesíticas del cerro Naunauco tienen una textura porfírica con fenocristales de hábito prismático característico de anfíbol (de 0,4 cm de longitud en general) y plagioclase (0,3 cm de tamaño medio) inmersos en una mesostasis de coloración grisácea a verdosa. Al microscopio la textura es porfírica con una base holocristalina. Los individuos de plagioclasas (45-50 % de los fenocristales) presentan marcada zonación, maclas polisintéticas y de tipo Carlsbad y su composición, determinada por el método Michel-Levy, es entre oligoclase-andesina (An_{25-40}). Algunos cristales manifiestan alteración sericitica. El anfíbol cálcico (40-45 % de los fenocristales) presenta relieve alto, hábito prismático con secciones transversales pseudohexagonales y pleocroísmo marcado, de verde claro a verde oscuro. Se asocian, además, pequeños cristales octaédricos de magnetita. Algunos individuos de anfíbol cálcico se encuentran alterados a biotita y clorita, reflejando dos episodios de alteración de diferentes condiciones térmicas. La base

(5-15 %) está compuesta por cristales disseminados de plagioclasa, anfíbol cálcico con tamaño general de 0,2 cm y magnetitas (parcialmente martitizadas) y titanita de tamaño medio 0,1 cm. El grado de alteración que presentan estas rocas es moderado tratándose principalmente de cloritización y sericitización.

Las rocas extrusivas de la Formación Cayanta (Fig. 6m) son de composición andesítica, se caracterizan por sus colores grisáceos, con tonalidades verdosas y textura porfírica fina. En afloramiento exhiben filetes de flujo y estructuras de autobrechamiento. Al microscopio, son rocas preponderantemente porfíricas, aunque en algunos sectores exhiben una textura de tipo glomeroporfírica y en otros sectores pilotáxica. Los fenocristales son de plagioclasas (40-45 %), anfíbol cálcico (25-30 %) y clinopiroxeno (10-15 %) (Fig. 6n y o). Las plagioclasas se encuentran fuertemente zonadas y están parcialmente reemplazadas por sericita y calcita. Sus tamaños varían entre 0,8 y 2 cm y su composición, a partir del método Michel-Levy, es de tipo labradorita (An65). Los cristales prismáticos de anfíbol cálcico alcanzan 1,8 cm de longitud y presentan relieve alto, pleocroísmo marcado de verde claro a verde oscuro y birrefringencia moderada del segundo orden; algunos muestran un reborde de minerales opacos producidos por segregación de óxidos y a su vez, se encuentran parcialmente reemplazados por clorita y biotita secundaria. Los cristales de clinopiroxeno se muestran en secciones basales de ocho lados y prismáticas, varían en tamaño desde 0,2 a 1 cm, de relieve alto, incoloras y birrefringencia moderada del segundo orden. De acuerdo a dichas particularidades ópticas, podría ser un piroxeno cálcico (Morimoto 1988). La mineralogía de la mesostasis (10-25 %) consta también de plagioclasas y anfíboles cálcicos, en forma mayoritaria, y de minerales opacos en cantidades accesorias. Entre estos últimos, bajo microscopio calcográfico, se identifican magnetita y pirita cuyo tamaño promedio es de 0,08 cm. La primera es la más abundante y se presenta en formas euédrales a subhédrales octaédricas mostrando secciones cuadradas y/o rómbicas.

Estas rocas evidencian un grado medio a alto de cloritización, sericitización y silicificación.

Características geoquímicas

Se caracterizó geoquímicamente el magmatismo del área de estudio a través del análisis de rocas provenientes esencialmente de las facies subvolcánicas de la Formación Colipilli (Cuadro 1). Las facies extrusivas representadas por la Formación Cayanta no fueron analizadas debido a que poseen un alto grado de alteración. Los resultados obtenidos se compararon con datos de áreas vecinas presentados por Zamora Valcarce (2007) y Mateo Fernández Caso *et al.* (2011).

Químicamente, las rocas analizadas presentan una fuerte variación en el contenido de sílice (47,6 a 62,5 %). Para su clasificación se utilizó el diagrama TAS (Le Maitre 1989) y el diagrama de Winchester y Floyd (1977) (Fig. 7a y b). Las muestras, en el primer diagrama, grafican mayoritariamente en los campos de las traqui-andesitas y andesitas, aunque levemente definen un conjunto composicional que incluye traqui-andesitas basálticas y dacitas. El diagrama de Winchester y Floyd (1977), basado en elementos inmóviles, manifiesta un tren de evolución desde basaltos/andesitas a riodacitas/dacitas.

Los elementos trazas adquieren particular importancia para la caracterización del marco tectónico en el que las rocas se formaron. Se empleó como discriminador tectónico el diagrama de Wood (1980); la distribución de los datos muestra que corresponden a rocas de arco volcánico continental (Fig. 7c). Además, a partir del diagrama ternario AFM de Irvine y Baragar (1971) se distingue una clara tendencia calcoalcalina (Fig. 7d). Los diagramas tipo Harker de variación de elementos mayoritarios (Fig. 8), muestran en general un diseño lineal poco marcado, algunos de ellos con una moderada dispersión. El contenido de magnesio y hierro disminuye a medida que el magma evoluciona a estadios más diferenciados en los que se enriquece en sílice; Llambías y Malvicini (1978), sugieren al respecto que corresponden al variado índice de color normativo (entre 31,5 y 15,8) y a la variación del contenido de anfíbol modal. En lo que respecta al contenido de elementos de las tierras raras, al analizar el diagrama normalizado a condrito (McDonough y Sun 1995) se observa un patrón similar en todas las muestras, reforzando la existencia

de una relación cogenética (Fig. 7e). Presenta una moderada pendiente negativa en las tierras raras livianas y una subhorizontalidad en las pesadas, coincidiendo con lo esperado para rocas calco-alcalinas de arco (Pearce 1982). Dicho patrón subhorizontal en las tierras raras pesadas, coincide con el presentado por Mateo Fernández Caso *et al.* (2011) para las rocas andesíticas del anticlinal de Chorríaca que indicaría como proveniencia una corteza continental poco engrosada. Por otro lado, se distingue una anomalía positiva en Eu. En los fundidos básicos e intermedios, el mineral formador de roca por excelencia en cuya estructura suele ingresar el Eu, es la plagioclasa, es decir, se comporta como elemento compatible en estos líquidos. Las anomalías positivas de Eu suelen estar asociadas a texturas cumulares, ya que como la plagioclasa no fue fraccionada, ésta permaneció en contacto con el fundido intentando equilibrarse. Esto se explica con la presencia de texturas glomeroporfíricas observadas al microscopio.

En el diagrama multielemental normalizado a manto primitivo (Sun y McDonough 1989) (Fig. 7f), se observa una manifiesta depresión en Ta, Nb y Ti. El hecho de que estos elementos se encuentren deprimidos (anomalías negativas) estaría relacionado con que esos tres elementos permanecen en la fuente. En el caso del Nb, el Ta y tal vez también el Ti, se debe a que tienen coeficientes de partición menores que 1 y, por lo tanto, tienen tendencia a entrar o a permanecer en la estructura cristalina de los minerales formadores de roca y no a pasar al fundido (coeficientes de partición menores que 1).

La anomalía negativa de Rb estaría indicando depresión de este elemento incompatible en la fuente y/o su no incorporación posterior. Los coeficientes de partición del Rb en rocas andesíticas son muy bajos. El Th también muestra una anomalía negativa pudiendo estar relacionada con la generación de Pb radiogénico el cual denota una anomalía positiva (Fig. 7f).

Por otra parte, también se observa anomalía positiva de Cs, la cual podría corresponder a la presencia de algún mineral que está concentrando a ciertos elementos trazas.

SISTEMAS HIDROTÉRMALES DE LA REGIÓN COLIPILLI-NAUNAUACO

En la región de Colipilli-Naunauco se han desarrollado diferentes sistemas hidrotermales polimetálicos donde las mineralizaciones se presentan esencialmente de dos maneras: 1) mantos y vetas estratiformes (McKinstry 1955), encajados mayoritariamente en unidades correspondientes a la Formación Huitrín y en sus contactos con las rocas ígneas de la Formación Colipilli, con un rumbo general NE-SO e inclinación variable entre 30° y 55° SE y espesores de hasta 2 metros. La mineralogía predominante consiste en baritina, brechosa o en textura cebrada, y en menor proporción sulfuros de Pb, Cu y Zn acompañados de abundantes óxidos-hidróxidos de hierro y manganeso (Fig. 9). Por otra parte, emplazados en horizontes calcáreos finos del Miembro Chorreado de la Formación Huitrín se presentan niveles mantiformes de magnetita generados por procesos de reemplazo en el carbonato y relleno de oquedades. 2) Vetas discordantes que rellenan fracturas y zonas de brechamiento con rumbo general N-S e inclinación general 70-80° E que se alojan en las sedimentitas de las Formaciones Vaca Muerta, Mulichinco y Huitrín y en las andesitas de la Formación Colipilli; poseen 1,5 metros de espesor en promedio. La paragénesis mineral está representada mayoritariamente por baritina espática, de grano grueso acompañada de porciones minoritarias de galena con óxidos-hidróxidos de hierro y manganeso (Fig. 9).

La baritina principalmente se presenta en dos variedades: microgranosa y tabular. La primera predomina en las yacencias mantiformes, presentando granulometría fina. Al microscopio, se muestra preferentemente con hábito fibroso-prismático radial, con individuos de 2 mm de longitud. La baritina con hábito tabular se encuentra en ambas yacencias y los cristales varían entre 5 y 8 cm de longitud; en su gran mayoría se encuentran microfracturados estando estas microfracturas rellenas, en algunos casos, por material carbonático. Microscópicamente se observan con hábito tabular a prismático y fibroso-radial; sus tamaños, en general, son de 2,5 cm

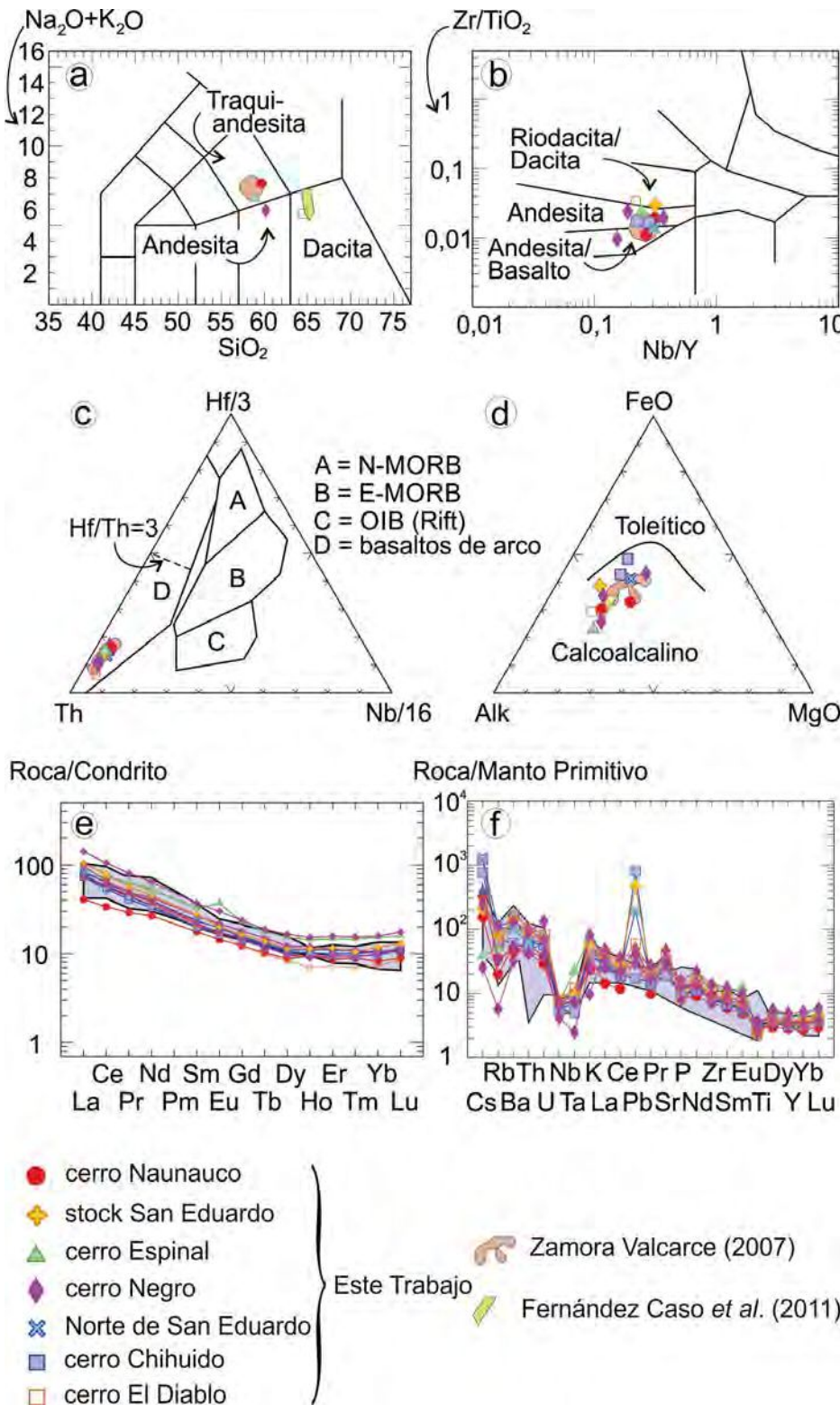


Figura 7. a) Diagrama TAS para clasificar a las rocas ígneas (Le Maitre 1989); b) Diagrama de Winchester y Floyd (1977); c) Diagrama de Wood (1980); d) Diagrama AFM de Irvine y Baragar (1971); e) Diagrama multielementos de tierras raras normalizado a condrito (McDonough y Sun 1995). El campo celeste representa las muestras analizadas por Zamora Valcarce (2007); f) Diagrama multielementos de tierras raras normalizado a manto primitivo (Sun y McDonough 1989). El campo celeste corresponde a las muestras analizadas por Zamora Valcarce (2007) y Fernández Caso *et al.* (2011).

CUADRO 1: Elementos mayoritarios, minoritarios, trazas y tierras raras de los cuerpos ígneos del sector de estudio.

Referencias: PPC: pérdida por calcinación.

| Muestra → | 19334a | 19334H | 19349 | 19413 | 19356 | 19438 | 19449 | 21806 | 21810 | 21813 | 21814 |
|--------------------------------|----------------------------|----------------------------|--------------------------------|----------------------------|----------------------------|----------------------------|----------------------------|----------------------------|----------------------------|----------------------------|----------------------------|
| Sector → | c° Naunauco | c° Naunauco | c° El Diablo | c° Espinal | c° Chihuido | c° Chihuido | Norte de S.E. | Stock S.E. | c° Negro | c° Negro | c° Negro |
| Ubicación→ | 70° 14' 11" 37° 33' 53" | 70° 14' 10" 37° 33' 55" | 70° 26' 2,55" 37° 37' 43,9" | 70° 18' 24" 37° 43' 06" | 70° 20' 58" 37° 44' 02" | 70° 20' 52" 37° 44' 12" | 70° 20' 24" 37° 43' 31" | 70° 19' 16" 37° 44' 36" | 70° 18' 32" 37° 43' 00" | 70° 20' 39" 37° 42' 59" | 70° 20' 40" 37° 42' 58" |
| % en peso | | | | | | | | | | | |
| SiO ₂ | 52,02 | 57,81 | 62,47 | 57,93 | 55,30 | 53,54 | 51,96 | 59,81 | 58,62 | 58,60 | 47,62 |
| TiO ₂ | 0,69 | 0,54 | 0,38 | 0,63 | 0,58 | 0,53 | 0,63 | 0,51 | 0,62 | 0,53 | 0,80 |
| Al ₂ O ₃ | 18,16 | 18,82 | 19,06 | 19,15 | 18,03 | 18,24 | 18,77 | 17,81 | 19,09 | 17,79 | 18,60 |
| Cr ₂ O ₃ | 0,008 | 0,006 | 0,016 | <0,002 | 0,008 | 0,006 | 0,004 | 0,015 | 0,008 | 0,007 | 0,003 |
| Fe ₂ O ₃ | 6,57 | 4,90 | 3,80 | 2,93 | 6,74 | 6,48 | 7,49 | 5,43 | 3,10 | 5,88 | 8,58 |
| MnO | 0,09 | 0,07 | 0,04 | 0,08 | 0,11 | 0,16 | 0,23 | 0,16 | 0,06 | 0,23 | 0,22 |
| MgO | 4,77 | 2,69 | 1,50 | 2,27 | 2,61 | 0,63 | 3,66 | 1,74 | 2,25 | 2,52 | 4,67 |
| CaO | 6,05 | 5,56 | 5,16 | 9,10 | 6,53 | 8,49 | 6,02 | 6,02 | 8,44 | 4,46 | 6,29 |
| Na ₂ O | 6,22 | 6,70 | 4,30 | 4,41 | 3,85 | 4,30 | 4,03 | 4,22 | 5,50 | 4,80 | 4,72 |
| K ₂ O | 1,15 | 0,70 | 1,06 | 2,18 | 1,67 | 1,21 | 1,91 | 1,75 | 0,29 | 2,45 | 0,78 |
| P ₂ O ₅ | 0,19 | 0,25 | 0,22 | 0,31 | 0,19 | 0,21 | 0,27 | 0,17 | 0,34 | 0,17 | 0,27 |
| PPC | 3,90 | 1,80 | 1,70 | 0,70 | 4,10 | 6,10 | 4,80 | 2,10 | 1,50 | 2,30 | 7,20 |
| TOTAL | 99,82 | 99,85 | 99,71 | 99,69 | 99,72 | 99,90 | 99,77 | 99,74 | 99,82 | 99,74 | 99,75 |
| C | 0,12 | 0,04 | <0,02 | <0,02 | 0,37 | 1,06 | 0,38 | 0,17 | 0,04 | 0,08 | 1,00 |
| S | 0,03 | <0,02 | <0,02 | <0,02 | 0,02 | 0,03 | <0,02 | <0,02 | <0,02 | <0,02 | 0,10 |

C y S expresados en % en peso.

de longitud. Al microscopio calcográfico la galena se presenta en granos anhedrales y en algunos casos se observaron numerosas inclusiones de calcopirita. La esfalerita y tetraedrita se identificaron en forma de pequeñas inclusiones hospedadas en masas xenomorfas de calcopirita. La pirita se muestra en cristales euhedrales de tamaño muy pequeño (300 µm en promedio) y en algunos casos se encuentra parcialmente limonitizada.

Con respecto a las mineralizaciones de hierro se seleccionaron dos sectores, mina Augusta y un depósito ubicado en el cerro Naunauco. En el primer sector sólo afloran calizas del Miembro Chorreado de la Formación Huitrín, representadas por mudstones o micritas de coloración gris oscura, en las cuales se observan partes con

magnetita diseminada en masas irregulares lobuladas aún más oscuras, donde los procesos de reemplazo son evidentes. Por otro lado, en el depósito ubicado en el cerro Naunauco afloran rocas sedimentarias atribuibles a las Formaciones Agrio y Huitrín, las cuales se hallan intruidas por rocas diorítico-andesíticas de la Formación Colipilli. La intrusión provocó el desarrollo de una faja de alteración con la formación de un manto de hierro laminado. Este último posee un espesor del orden de 1,5 m y está compuesto por magnetita parcialmente limonitizada por procesos meteóricos. Las magnetitas tanto de las mineralizaciones ferríferas como de las rocas ígneas de la Formación Colipilli estudiadas en el presente trabajo, al microscopio calcográfico, se presentan en cristales subhedra-

les, con formas octaédricas, de 0,2 a 1,0 mm de longitud. Se identificaron diferencias en las tonalidades de las magnetitas correspondientes a las mineralizaciones de hierro y a las ígneas; las primeras son de tonalidades gris-lilácea y las segundas con tinte gris-rosado tal como lo señalaron Llambías y Malvicini (1978). En el caso de la mina Augusta, además de observarse magnetita, se reconocieron también cristales magnéticos de hábito laminar-tabular de hasta 0,3 cm de longitud, que corresponden a mushketovita, variedad pseudomórfica de magnetita según hematita. Por otra parte, en estas últimas se identificaron mediante técnicas de EDAX numerosas inclusiones de scheelita de tamaño milimétrico.

Existe una estrecha vinculación espa-

CUADRO 1 (cont.) Elementos mayoritarios, minoritarios, trazas y tierras raras de los cuerpos ígneos del sector de estudio.

Referencias: PPC: pérdida por calcinación.

| Muestra → | 19334a | 19334H | 19349 | 19413 | 19356 | 19438 | 19449 | 21806 | 21810 | 21813 | 21814 |
|------------|----------------------------|----------------------------|--------------------------------|----------------------------|----------------------------|----------------------------|----------------------------|----------------------------|----------------------------|----------------------------|----------------------------|
| Sector → | c° Naunaucó | c° Naunaucó | c° El Diablo | c° Espinal | c° Chihuido | c° Chihuido | Norte de S.E. | Stock S.E. | c° Negro | c° Negro | c° Negro |
| Ubicación→ | 70° 14' 11" 37° 33' 53" | 70° 14' 10" 37° 33' 55" | 70° 26' 2,55" 37° 37' 43,9" | 70° 18' 24" 37° 43' 06" | 70° 20' 58" 37° 44' 02" | 70° 20' 52" 37° 44' 12" | 70° 20' 24" 37° 43' 31" | 70° 19' 16" 37° 44' 36" | 70° 18' 32" 37° 43' 00" | 70° 20' 39" 37° 42' 59" | 70° 20' 40" 37° 42' 58" |
| ppm | | | | | | | | | | | |
| Be | <1 | 1,00 | <1 | 3,00 | <1 | 2,00 | <1 | <1 | <1 | <1 | <1 |
| Sc | 20,00 | 9,00 | 4,00 | 9,00 | 12,00 | 10,00 | 13,00 | 8,00 | 8,00 | 11,00 | 21,00 |
| V | 189,00 | 106,00 | 53,00 | 131,00 | 140,00 | 111,00 | 156,00 | 101,00 | 137,00 | 133,00 | 236,00 |
| Co | 10,80 | 12,00 | 5,00 | 12,90 | 11,60 | 10,60 | 14,10 | 8,80 | 4,40 | 10,70 | 19,20 |
| Ni | 7,60 | 1,70 | 2,70 | 4,10 | 4,00 | 3,00 | 2,80 | 4,20 | 2,80 | 3,30 | 8,30 |
| Cu | 4,70 | 15,50 | 398,20 | 0,90 | 10,40 | 2,50 | 17,10 | 14,00 | 19,00 | 17,00 | 32,80 |
| Zn | 6,00 | 12,00 | 20,00 | 16,00 | 34,00 | 14,00 | 90,00 | 80,00 | 10,00 | 105,00 | 57,00 |
| Ga | 15,30 | 17,10 | 17,30 | 18,40 | 15,10 | 15,50 | 16,80 | 16,60 | 16,90 | 15,20 | 16,60 |
| As | <0,5 | <0,5 | 2,10 | 1,10 | 0,60 | 1,10 | 1,00 | 0,90 | 0,90 | <0,5 | 0,60 |
| Se | <0,5 | <0,5 | <0,5 | <0,5 | <0,5 | <0,5 | <0,5 | <0,5 | <0,5 | <0,5 | <0,5 |
| Rb | 22,20 | 12,50 | 31,70 | 32,20 | 35,20 | 42,30 | 66,70 | 50,60 | 3,60 | 71,20 | 20,60 |
| Sr | 519,70 | 655,90 | 717,60 | 765,00 | 564,10 | 397,60 | 628,50 | 577,50 | 750,60 | 586,80 | 985,50 |
| Y | 12,70 | 14,90 | 12,50 | 20,30 | 14,20 | 16,00 | 15,00 | 16,80 | 22,40 | 14,10 | 16,80 |
| Zr | 78,30 | 105,80 | 83,10 | 149,80 | 92,70 | 87,50 | 83,20 | 149,50 | 151,10 | 105,60 | 80,60 |
| Nb | 3,50 | 4,70 | 4,50 | 5,20 | 4,10 | 3,80 | 4,80 | 5,30 | 4,60 | 5,10 | 2,90 |
| Mo | 0,20 | 0,20 | 1,00 | <0,1 | 0,50 | 0,50 | 0,80 | 1,10 | 1,00 | 0,50 | 0,50 |
| Ag | <0,1 | <0,1 | 0,10 | <0,1 | <0,1 | <0,1 | <0,1 | <0,1 | <0,1 | <0,1 | <0,1 |
| Cd | <0,1 | 0,10 | <0,1 | <0,1 | <0,1 | <0,1 | 0,20 | 0,30 | <0,1 | 0,20 | <0,1 |
| Sn | <1 | <1 | <1 | 3,00 | <1 | <1 | <1 | <1 | 2,00 | <1 | <1 |
| Sb | <0,1 | <0,1 | 0,20 | <0,1 | <0,1 | <0,1 | <0,1 | <0,1 | <0,1 | <0,1 | <0,1 |
| Cs | 2,60 | 1,20 | 1,80 | 0,30 | 9,50 | 6,00 | 10,30 | 1,60 | 0,20 | 1,90 | 3,00 |
| Ba | 313,00 | 376,00 | 966,00 | 733,00 | 1096,00 | 421,00 | 708,00 | 960,00 | 220,00 | 912,00 | 376,00 |
| La | 9,70 | 17,20 | 23,60 | 18,30 | 17,40 | 18,50 | 19,60 | 24,90 | 33,40 | 22,90 | 17,10 |
| Ce | 20,70 | 35,40 | 41,70 | 44,80 | 32,80 | 34,30 | 38,90 | 47,90 | 64,40 | 40,70 | 36,60 |
| Pr | 2,70 | 4,22 | 4,65 | 5,90 | 3,79 | 4,09 | 4,44 | 5,31 | 7,47 | 4,65 | 4,53 |
| Nd | 12,20 | 18,20 | 17,40 | 24,20 | 15,10 | 16,00 | 18,10 | 20,50 | 29,60 | 17,40 | 19,50 |
| Sm | 2,62 | 3,27 | 3,09 | 4,84 | 2,90 | 2,98 | 3,46 | 4,07 | 5,46 | 3,14 | 3,96 |
| Eu | 0,81 | 0,95 | 0,98 | 2,07 | 0,91 | 0,98 | 1,10 | 1,13 | 1,69 | 0,99 | 1,22 |
| Gd | 2,44 | 3,07 | 2,59 | 4,53 | 2,79 | 2,92 | 3,08 | 3,25 | 4,70 | 2,87 | 3,58 |
| Tb | 0,37 | 0,45 | 0,37 | 0,64 | 0,43 | 0,45 | 0,47 | 0,50 | 0,68 | 0,43 | 0,54 |
| Dy | 2,17 | 2,45 | 2,14 | 3,77 | 2,56 | 2,59 | 2,69 | 2,78 | 4,06 | 2,39 | 2,98 |
| Ho | 0,51 | 0,51 | 0,40 | 0,78 | 0,56 | 0,55 | 0,61 | 0,62 | 0,83 | 0,49 | 0,66 |
| Er | 1,39 | 1,59 | 1,22 | 2,35 | 1,52 | 1,60 | 1,79 | 1,86 | 2,51 | 1,52 | 1,82 |
| Tm | 0,22 | 0,25 | 0,18 | 0,36 | 0,23 | 0,25 | 0,26 | 0,26 | 0,38 | 0,23 | 0,27 |
| Yb | 1,32 | 1,71 | 1,23 | 2,45 | 1,57 | 1,70 | 1,71 | 1,91 | 2,54 | 1,59 | 1,68 |
| Lu | 0,22 | 0,27 | 0,22 | 0,39 | 0,27 | 0,27 | 0,26 | 0,32 | 0,43 | 0,29 | 0,26 |
| Hf | 2,10 | 3,00 | 2,50 | 4,20 | 2,70 | 2,40 | 2,50 | 3,80 | 3,90 | 3,00 | 2,30 |
| Ta | 0,20 | 0,30 | 0,40 | 0,90 | 0,20 | 0,30 | 0,40 | 0,40 | 0,30 | 0,30 | 0,10 |
| W | 2,20 | 2,70 | 7,50 | 111,90 | 3,50 | 2,90 | 2,30 | 6,90 | 3,90 | 3,30 | 0,70 |
| Au | 0,80 | 12,80 | 22,00 | 0,60 | 4,00 | 0,80 | 0,90 | <0,5 | 3,60 | 1,10 | 1,20 |
| Hg | <0,01 | <0,01 | <0,01 | <0,01 | <0,01 | 0,02 | <0,01 | <0,01 | <0,01 | <0,01 | <0,01 |
| Tl | <0,1 | <0,1 | <0,1 | <0,1 | <0,1 | <0,1 | <0,1 | <0,1 | <0,1 | <0,1 | <0,1 |
| Pb | 2,40 | 2,60 | 3,40 | 2,50 | 56,80 | 1,20 | 13,80 | 33,90 | 2,90 | 3,50 | 2,10 |
| Bi | <0,1 | 0,10 | <0,1 | <0,1 | <0,1 | <0,1 | <0,1 | <0,1 | <0,1 | <0,1 | <0,1 |
| Th | 3,60 | 4,90 | 7,20 | 7,60 | 5,30 | 4,20 | 5,20 | 7,30 | 7,60 | 8,20 | 3,60 |
| U | 0,60 | 0,80 | 1,40 | 1,60 | 1,40 | 1,20 | 1,20 | 1,40 | 2,80 | 1,40 | 0,80 |
| ΣETR | 57,37 | 89,54 | 99,77 | 115,38 | 82,83 | 87,18 | 96,47 | 115,31 | 158,15 | 99,59 | 94,70 |
| (La/Sm)N | 2,31 | 3,28 | 4,77 | 2,36 | 3,75 | 3,88 | 3,54 | 3,82 | 3,82 | 4,55 | 2,70 |
| (La/Yb)N | 4,99 | 6,83 | 13,03 | 5,07 | 7,53 | 7,39 | 7,79 | 8,86 | 8,93 | 9,78 | 6,91 |
| (Tb/Yb)N | 1,25 | 1,17 | 1,34 | 1,17 | 1,22 | 1,18 | 1,23 | 1,17 | 1,19 | 1,21 | 1,43 |
| (La/Lu)N | 4,58 | 6,61 | 11,13 | 4,87 | 6,69 | 7,11 | 7,82 | 8,08 | 8,06 | 8,20 | 6,83 |
| Eu/Eu* | 0,95 | 0,89 | 1,00 | 1,33 | 0,95 | 0,99 | 0,98 | 0,87 | 0,97 | 0,97 | 0,95 |

cial entre los cuerpos ígneos del Grupo Naunauco y las mineralizaciones barítico-polimetálicas de la región de Colipilli-Naunauco. La configuración estructural previa al desarrollo del magmatismo andesítico ejerció un importante control en el espacio de acomodación del mismo. Durante su emplazamiento, el material magmático aprovechó los espacios de los bajos estructurales, es por ello que la mayoría de sus afloramientos se encuentran restringidos al área de los sinclinales de Colipilli y de Tralahué. Finalmente, procesos de erosión diferencial modelaron a estas rocas y, actualmente, se observa una importante inversión de relieve en donde la parte central del sinclinal sobresale respecto a algunas de las estructuras anticlinales vecinas. Los cuerpos mineralizados se acomodaron a las discontinuidades interstratales, a los contactos roca sedimentaria-roca ígnea o se alojaron en estructuras de fallamiento, con evidentes procesos de cizallamiento y fuerte brechamiento poliseccional. Así, es frecuente observar a los depósitos barítico-polimetálicos emplazados en las rocas del Grupo Naunauco y en sus contactos con los estratos plegados del Miembro Agua de la Mula de la Formación Agrio y de los Miembros Chorreado, Troncoso Inferior y Troncoso Superior de la Formación Huitrín, acomodándose a la estructura de plegamiento. Por esta razón las mineralizaciones presentan una gran variación en sus actitudes (desde subhorizontales a casi verticales). Por sectores, predominan los procesos de reemplazo principalmente en los estratos de los Miembros Chorreado, Troncoso Inferior y Troncoso Superior (minas San Eduardo, La Bienvenida y Augusta) mientras que en otros, la presencia de espacios favoreció la formación de estructuras de relleno (minas Julio César, La Bruja, La Esperanza y Carlita) en las rocas ígneas y en el contacto entre éstas y los estratos de los Miembros Agua de la Mula, Chorreado y Troncoso Inferior.

ISÓTOPOS ESTABLES

Con el objeto de caracterizar los fluidos

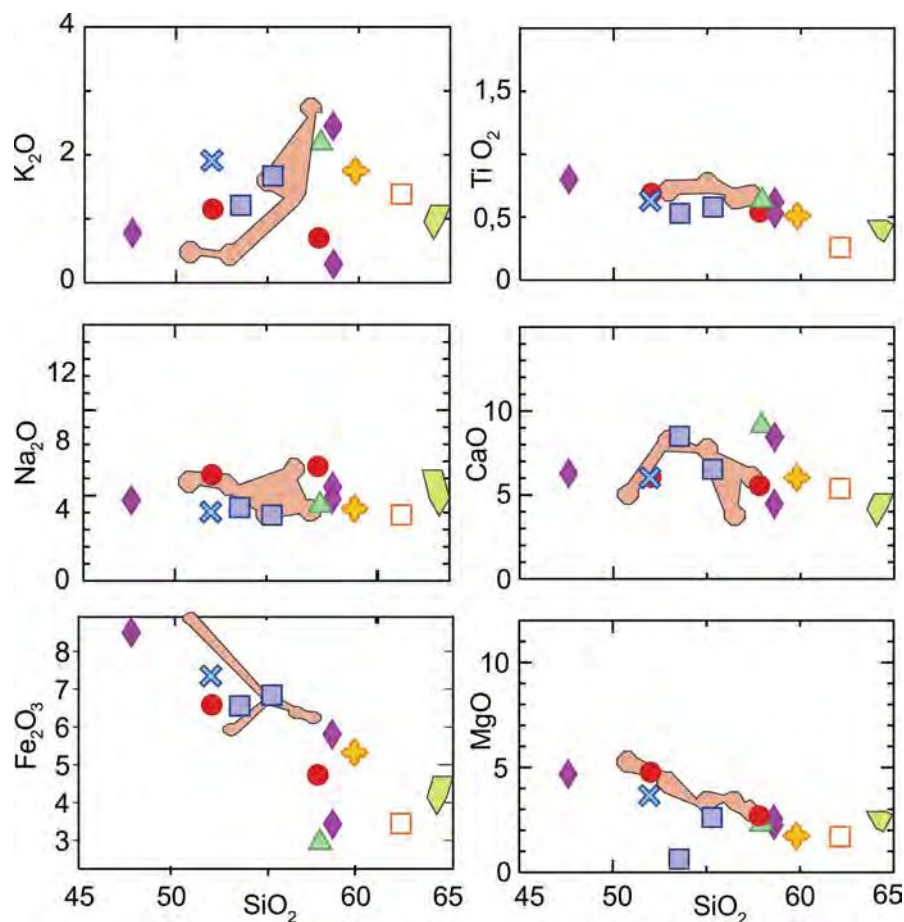


Figura 8. Diagramas tipo Harker: se graficaron las muestras seleccionadas de este trabajo junto con valores de áreas vecinas según Zamora Valcarce (2007) y Fernández Caso *et al.* (2011). Los símbolos son los mismos de la Figura 6.

vinculados a la formación de los sistemas hidrotermales polimetálicos presentes en la región de Colipilli-Naunauco y aportar datos sobre su procedencia, se realizaron análisis de isótopos estables de O y S. Estos análisis se practicaron en magnetitas de las mineralizaciones ferríferas de la mina Augusta (cerro Negro) y de un sector próximo a la mina General Belgrano (cerro Naunauco), en ambos sectores la magnetita está alojada en *mudstones* del Miembro Chorreado. Asimismo, se analizaron magnetitas constituyentes de rocas ígneas de los principales cuerpos intrusivos de la Formación Colipilli, con la finalidad de comparar estos datos, de indudable procedencia magmática, con los correspondientes a las magnetitas de las mineralizaciones mencionadas. Por otra parte, se analizaron baritinas y sulfuros presentes en las mineralizaciones barítico-sulfurosas que se alojan en la

secuencia eocretácica del área de Colipilli-Naunauco.

Los resultados obtenidos de las magnetitas de las manifestaciones ferríferas y de las rocas ígneas arrojaron valores positivos de $\delta^{18}\text{O}$ (Cuadro 2). Las primeras presentaron valores contrastantes, variando entre $\delta^{18}\text{O}$ 2,9‰ (mina Augusta) y 9,1‰ (mina General Belgrano). Por su parte, las magnetitas provenientes de diferentes cuerpos ígneos presentaron valores que se agruparon en una población con un mínimo de $\delta^{18}\text{O}$ de 3,3‰ y un máximo de 6,4‰. Todos los valores de $\delta^{18}\text{O}$ de las magnetitas analizadas, fueron graficados en el diagrama de la Figura 10a, donde son comparados con distintos reservorios naturales de oxígeno.

Con respecto a las mineralizaciones barítico-polimetálicas (Cuadro 3), los valores isotópicos de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{34}\text{S}$ en las baritinas se encuentran entre 10,4‰ y 17,0‰ y

| | 1° Evento Mineralización Mantiforme | 2° Evento Mineralización Vetiforme | 3° Evento Fluidos Finales | 4° Evento Alteración supergénica |
|-------------------------|---|--|---------------------------------|--|
| Baritina microgranosa | — | | | |
| Magnetita | — | | | |
| Scheelita | — | | | |
| Baritina espática | | — | | |
| Galena | — | — | | |
| Calcopirita | | — | | |
| Pirita | — | — | | |
| Esfalerita | — | — | | |
| Tetraedrita | | — | | |
| Óxidos-Hidróxidos de Fe | — | — | — | — |
| Óxidos-Hidróxidos de Mn | | | — | — |
| Calcosina | | | | — |
| Malaquita | | | | — |
| Azurita | | | | — |
| Cerusita | | | | — |

Figura 9. Secuencia paragenética integrada propuesta para las mineralizaciones del área de estudio.

CUADRO 2: Determinaciones isotópicas de $\delta^{18}\text{O}$ en magnetita de las manifestaciones ferríferas y de las rocas ígneas.

| Muestra | Sector | Ubicación | Roca | Mineral | $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}} \text{‰}$ |
|---------|-------------------------------|----------------------------------|---------------------------|---------|--|
| 21806 | Stock S.E. | 70° 19' 16,8" 37° 44' 36,4" | andesita | Mgt | 4,1 |
| 19334 a | c° Naunauco | 70° 14' 11" 37° 33' 53" | andesita | Mgt | 4,1 |
| 19356 | c° Chihuido | 70° 20' 58,8" 37° 44' 2,8" | andesita | Mgt | 4,1 |
| 19438 | | 70° 20' 52" 37° 44' 12,6" | andesita | Mgt | 5,3 |
| 21824 | c° de Los Bueyes | 70° 22' 32,46" 37° 43' 35,19" | dacita | Mgt | 3,3 |
| 21827 | | 70° 22' 45,02" 37° 42' 43,96" | dacita | Mgt | 3,6 |
| 21832 | | 70° 22' 15,35" 37° 44' 14,89" | andesita | Mgt | 6,4 |
| 19334 e | próximo a mina Gral. Belgrano | 70° 14' 10,43" 37° 33' 55,2" | calizas de la Fm. Huitrín | Mgt | 9,1 |
| 19450 | mina Augusta, c° Negro | 70° 20' 07,8" 37° 43' 39,7" | calizas de la Fm. Huitrín | Mgt | 2,9 |

entre 15,3‰ y 23,4‰, respectivamente, mientras que las determinaciones isotópicas realizadas en las galenas arrojaron valores marcadamente negativos de $\delta^{34}\text{S}$ (entre -10,6‰ y -18,6‰). Estos últimos resultados son similares a los obtenidos por Kesler y Jones (1981) en los depósitos celesto-baríticos del estado de Coahuila, México, los cuales fueron interpretados como no magmáticos por estos autores. En el diagrama de la Figura 10b se graficaron los valores de $\delta^{34}\text{S}$ de las baritinas analizadas conjuntamente con aquellos valores publicados por otros investigadores (Kesler y Jones 1981, González-Sánchez 2009, de Barrio *et al.* 2014) con fines comparativos. Asimismo, los resultados isotópicos obtenidos a partir de las galenas fueron graficados en la Figura 10c y además comparados con datos de $\delta^{34}\text{S}$ de otros depósitos de la Cuenca Neuquina (de Barrio *et al.* 2014).

EVOLUCIÓN DEL MAGMATISMO CRETÁCICO-PALEOCENO

La interpretación de los resultados geoquímicos obtenidos de las rocas de la Formación Colipilli permitió inferir que corresponden a magmas calcoalcalinos que han evolucionado en un ambiente de arco volcánico continental. La posición del mencionado arco en la región queda delineada por estas rocas, formadas durante los eventos tectónicos asignados al lapso Cretácico Superior-Paleoceno (Zamora Valcarce *et al.* 2006).

La deformación de la faja plegada y corrida del Agrio fue multipisódica con etapas de actividad ígnea y otras de relativa calma (Zamora Valcarce *et al.* 2006). Fue en el Cretácico Temprano cuando se produjo la principal estructuración del sector interno de dicha faja, sin embargo el volcanismo de arco continental en el área de Colipilli tuvo lugar durante el Cretácico Tardío-Paleoceno. Finalmente, en el Mioceno Medio se inició un nuevo evento de deformación que reactivó las estructuras previas y configuró en bloques a la faja plegada, quedando estos bloques limitados por importantes fallas transcurrentes. En el sector de estudio, la presencia de varios planos de megafactura de

orientación preferencial E-O a ENE-OSO (identificables en las imágenes satelitales como grandes lineamientos) y otros planos menores de debilidad como discordancias y superficies interestratales, que se encuentran plegados, facilitaron el ascenso del magma andesítico-dacítico del Grupo Naunauco. Es por este motivo que gran parte de los cuerpos ígneos, en el área, se encuentran emplazados tanto en las superficies de discordancia entre las Formaciones Agrio y Huitrín como siguiendo concordantemente los mencionados planos interestratales.

La profundidad de emplazamiento de los cuerpos ígneos pudo ser estimada mediante métodos indirectos basados en el análisis de texturas, estructuras, morfologías de cuerpos ígneos, relaciones con la roca de caja y tipos de contactos. Si bien las texturas son variables entre porfírica, predominantemente, y granuda, se interpreta que estas últimas fueron formadas en los sectores centrales de los cuerpos ígneos, mientras que las porfíricas corresponden a zonas intermedias entre centro y borde. Las texturas porfíricas y la rigidez de la roca de caja, reflejan alto contraste térmico; las primeras indican dos tasas de enfriamiento diferentes y la segunda se puede inferir por la relación y morfología de los contactos (netos y rectos). La formación de fracturas en el entorno del intrusivo junto a la presencia de bloques con contornos angulosos inmersos en el cuerpo ígneo, indican fracturación frágil. Todos estos atributos sugieren un nivel de emplazamiento somero con aureolas de contacto de muy escaso desarrollo, que no llegaron a la generación de facies tipo hornfels. Solamente se reconocieron cambios en la coloración de la roca de caja, en general de tonos rojizos, por oxidación de los minerales ferrosos.

En las rocas dacíticas, los fenocristales de cuarzo, además de los de plagioclasa y anfíbol cálcico, exhiben evidencias de desequilibrio en el magma a través de la presencia de corrosión de caras, vértices y aristas de los fenocristales. Estas características indican que existieron procesos de reacción, que podrían responder a la circulación de una fase acuosa generada posiblemente durante procesos tardío-magmáticos.

CUADRO 3: Determinaciones isotópicas de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{34}\text{S}$ en baritina y $\delta^{34}\text{S}$ en galena de los depósitos investigados en este trabajo.

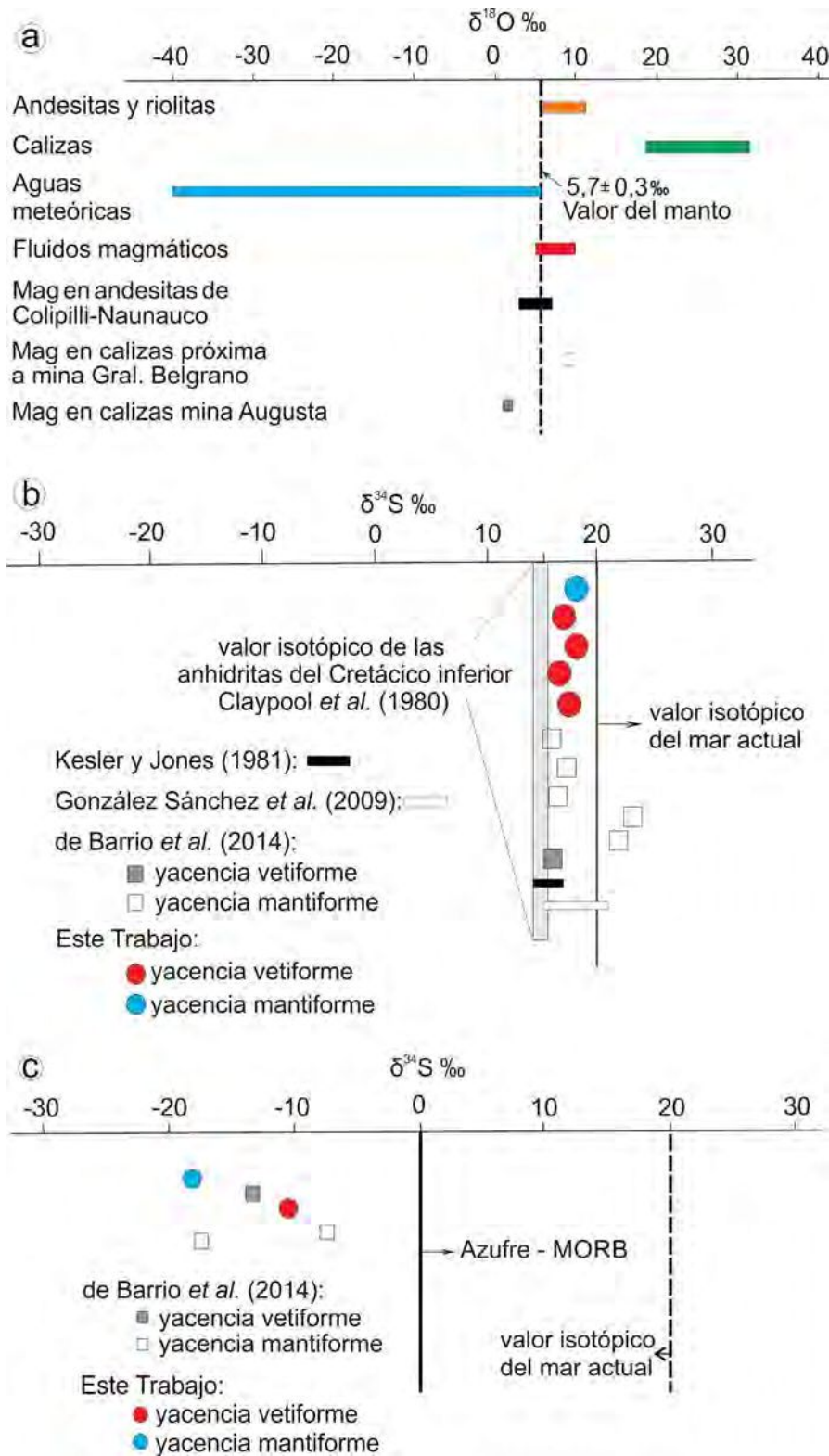
| Muestra | Sector | Ubicación | Yacencia | Mineral | $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}} \text{‰}$ | $\delta^{34}\text{S}_{\text{CDT}} \text{‰}$ |
|---------|-------------------|--------------------------------|----------|------------|--|---|
| 19326 | Norte S. E. | 70° 20' 56,9" 37° 43' 42,7" | manto | Brt Gn | 16,8 | 22,2 -18,1 |
| 19327 | | 70° 20' 58,3" 37° 43' 39,9" | manto | Brt Gn | 13,7 | 18,3 -18,6 |
| 19437 | c° Chihuido | 70° 20' 52,0" 37° 44' 12,6" | veta | Brt | 11,3 | 16,5 |
| 21815 | mina La Esperanza | 70° 20' 29,3" 37° 42' 51,8" | veta | Brt | 14,6 | 18,3 |
| 21845 | mina Carlita | 70° 19' 46,2" 37° 42' 43,1" | veta | Brt | 14,1 | 16,0 |
| 21847 | mina La Bruja | 70° 18' 46,2" 37° 43' 32,0" | veta | Brt Gn | 14,8 | 16,9 -10,9 |
| 4951 | mina S. E. | 70° 20' 45,0" 37° 43' 55,0" | veta | Brt Ccp | 10,4 | 15,3 -8,1 |
| 11227a | | 70° 20' 53,0" 37° 43' 39,0" | manto | Brt | 12,8 | 17,2 |
| 11227b | | 70° 20' 53,0" 37° 43' 39,0" | manto | Brt | 12,6 | 16,0 |
| 19407 | | 70° 20' 47,0" 37° 43' 47,0" | manto | Brt | 15,5 | 23,4 |
| 19416 | mina Julio César | 70° 19' 15,3" 37° 42' 57,7" | veta | Brt Gn | 17,0 | 15,3 -13,2 |

MODELO METALOGÉNICO

En la región de Colipilli-Naunauco se ha implantado un conjunto de sistemas hidrotermales polimetálicos vinculados espacialmente a la extendida secuencia eocretácica y a notorios cuerpos intrusivos. La integración de datos geológicos, mineralógicos y geoquímicos ha permitido esbozar un modelo geológico-genético de características regionales que pretende explicar la mecánica evolutiva de los fluidos mineralizantes movilizados por el magmatismo cretácico-terciario en un ámbito dominado por la presencia de secuencias sedimentarias litológica, estructural y geoquímicamente receptivas que han sido propicias para albergar mineralizaciones barítico-polimetálicas.

Las investigaciones que abarcan el estudio de inclusiones fluidas en los depósitos estudiados o en áreas vecinas son escasas, pudiéndose citar a Hayase y Bengochea (1975), Collao *et al.* (1998) y recientemente Leal y Mateo (2015). Hayase y Bengochea (1975) comunicaron da-

tos de temperatura de homogeneización del orden de 160,9°C proponiendo que la formación de las mineralizaciones barítico-celestínicas fue producto de soluciones hidrotermales relacionadas a la actividad ígnea presente en el área. Por su parte, Collao *et al.* (1998) ensayaron inclusiones fluidas en celestinas asociadas a la Formación Huitrín y obtuvieron temperaturas de homogeneización medias variables del orden de 323°C, 276°C, 268°C y 205°C y salinidades mayoritariamente fluctuantes entre 7,6%, 5,9%, 2,7% y 3,6% en peso equiv. NaCl, respectivamente. Estos autores consideran que los datos obtenidos reflejan la acción de soluciones hidrotermales derivadas de cuerpos intrusivos de edad eocena. Por otra parte, Leal y Mateo (2015) obtuvieron temperaturas de homogeneización en baritinas alojadas en la Formación Agrio en el sector del anticlinal de Chorriaca, situado inmediatamente al sur del arroyo Colipilli. Los resultados microtermométricos dieron valores superiores a los 300°C y soluciones con bajas salinidades ($\leq 9\%$ en peso equiv. de NaCl),



valores que fueron interpretados como de carácter hidrotermal.

Determinaciones microtermométricas preliminares realizadas para los depósitos estudiados, indican temperaturas de homogeneización promedio de $162,2^{\circ}\text{C}$ en los mantos de la mina San Eduardo y $250,0^{\circ}\text{C}$ en las vetas de la mina La Esperanza; con salinidades promedio de 6,0% y 7,3% en peso equiv. de NaCl, respectivamente. Estos valores pueden ser consecuencia del desarrollo de procesos de reducción termoquímica del sulfato de acuerdo a los estudios realizados por Worden *et al.* (1996) en rocas evaporíticas. Estos autores estudiaron carbonatos y sulfatos de Abu Dhabi y postulan que a temperaturas superiores a los 140°C , la reducción termoquímica del sulfato puede diluir hasta cinco veces la salinidad original de los fluidos.

Por otro lado, Llambías y Malvicini (1978) sin más datos que los provenientes de estudios petrocalcográficos, fueron los primeros en postular que el magmatismo terciario actuó como agente removilizador de elementos de la secuencia sedimentaria, originando yacimientos hidrotermales, es decir, depositados por soluciones acuosas calientes constituidas por aguas meteóricas o connatas activadas por la actividad ígnea. Si bien estas mineralizaciones han sido motivo de estudios metalogénicos previos, tal como se mencionó anteriormente, hasta la actualidad no se contaba con un análisis isotópico pormenorizado que permitiese esclarecer la procedencia de los elementos que las constituyen. En este sentido, el estudio de los valores $\delta^{18}\text{O}$ de las magnetitas de las rocas ígneas muestran una tendencia a empobrecerse en el isótopo pesado de oxígeno. Dicha disminución en los valores $\delta^{18}\text{O}$ puede ser producto de un descenso en la temperatura probablemente debido a una mezcla con aguas meteóricas (Bowman 1998). Con respecto a las mineralizaciones ferríferas, el valor de $\delta^{18}\text{O}$ de la magnetita obtenido para el sector próximo a la mina General Belgrano estaría indicando que el oxígeno fue mayormente aportado por aguas de formación, mientras que el valor isotópico más bajo del oxígeno de la magnetita de la mina Augusta podría estar indicando una mayor mezcla de aguas formacionales y meteóricas.

Con respecto a $\delta^{34}\text{S}$, todos los datos obte-

Figura 10. a) Diagrama en el que se comparan los valores isotópicos de la magnetita analizada con distintos reservorios naturales de oxígeno, modificado de Rollinson (1993). Abreviaturas de minerales según Whitney y Evans (2010); b) Comparación de valores isotópicos de la baritina estudiada con los del mar actual, anhidritas del Cretácico Inferior según Claypool *et al.* (1980) y depósitos barítico-celestínicos estudiados por Kesler y Jones (1981), González Sánchez *et al.* (2009) y de Barrio *et al.* (2014); c) Rango de valores isotópicos de la galena analizada junto con los publicados por de Barrio *et al.* (2014).

nidos en baritina muestran una clara tendencia a tener valores más altos que los correspondientes a las anhidritas del Cretácico Inferior, según el rango establecido por Claypool *et al.* (1980). Dicha tendencia podría implicar un cierto fraccionamiento isotópico del S en las baritinas estudiadas probablemente debido a reducción por actividad bacteriana. Éste es el proceso considerado más importante que favorece a la formación de sulfuros. El fraccionamiento isotópico entre el sulfato y el sulfuro es un proceso cinéticamente controlado, en el cual el sulfato es enriquecido en ^{34}S en relación con el sulfuro. Las bacterias utilizan el oxígeno de los sulfatos en la respiración anaeróbica de su ciclo vital, dando lugar a la generación de H_2S , a su vez, metabolizan más rápidamente el ^{32}S que el ^{34}S . De este modo, el sulfato acuoso residual es enriquecido en ^{34}S durante el progreso de la reacción (Seal II 2006). Si en el medio hay metales afines al isótopo liviano pueden combinarse con el S y formar sulfuros. Para tener reducción por actividad bacteriana, además de disponer de una fuente de sulfato, se requiere la presencia de un medio reductor que posibilite el desarrollo del metabolismo bacteriano (Seal II 2006). En la zona de estudio, el reciente hallazgo de hidrocarburos en inclusiones fluidas (Salvioli 2017) podría ser el responsable de dicho ambiente reductor. Los procesos reductores mencionados se pueden explicar con la siguiente ecuación (Seal II 2006): $2\text{CH}_2 + \text{SO}_4^{2-} = \text{H}_2\text{S} + 2\text{HCO}_3^-$. A temperaturas mayores a 250°C , donde las bacterias ya no actúan, podría desencadenarse otro mecanismo que provoca la reducción de los sulfatos y es por reacción con el Fe^{++} . De este modo, la presencia de Fe en el sistema pudo contribuir también con la reducción de los sulfatos favoreciendo la precipitación de calcopirita y galena, especialmente considerando que estos minerales, a diferencia de otros sulfuros como piritita y esfalerita, precipitan cuando hay disponibilidad de ^{32}S . Además de la reducción bacteriana del sulfato, la reducción termoquímica del sulfato en presencia de materia orgánica es otro proceso que produce grandes cantidades de H_2S . Richardson *et al.* (1988) determinaron que los altos valores de $\delta^{34}\text{S}$ responden a sistemas abiertos donde hay escape o pérdida de H_2S y de esta ma-

nera la composición isotópica del sulfato remanente cambia, enriqueciéndose en $\delta^{34}\text{S}$. Por otro lado, Machel *et al.* (1995) estiman que los fraccionamientos generados a partir de procesos de reducción termoquímica del sulfato en ambientes abiológicos pueden ser $\delta^{34}\text{S} \geq -20\text{‰}$. Además la reducción termoquímica del sulfato implica típicamente altas temperaturas, mayores a 100°C , por lo que a mayores temperaturas el proceso es más eficiente. En lo que respecta a la procedencia de los fluidos responsables de las mineralizaciones, se interpreta que se trata de fluidos hidrotermales provenientes de aguas formacionales, movilizados por el magmatismo Cretácico Superior-Paleoceno. Ohmoto (1986), propuso que fluidos de cuenca a temperaturas superiores a 120°C pueden transportar suficientes cantidades de metales base y H_2S para formar depósitos minerales. Estos fluidos mineralizantes, debieron haber circulado a través de las superficies de discordancia e interestratales hasta que las condiciones físico-químicas fueron favorables para el desarrollo de los procesos de reemplazo y relleno. En cuanto al origen del azufre de los sulfuros se interpreta que está relacionado tanto a procesos de reducción bacteriana del sulfato de unidades evaporíticas catalizada por la presencia de hidrocarburos en el sistema, como a reducción termoquímica. Uno de los aspectos más relevantes de la dinámica de intrusión de los cuerpos ígneos radica en que pudieron haber aportado calor suficiente como para generar celdas convectivas donde aguas formacionales han lixiviado elementos metálicos de la pila sedimentaria constituida en gran parte por rocas carbonáticas altamente reactivas. Este hecho particular generó un ambiente propicio para la formación de las mineralizaciones de Ba-Fe-Pb que evidencian procesos de reemplazo y relleno. Las primeras representadas por texturas cebradas y las segundas por brechas constituidas por clastos de caliza laminada, en partes con texturas cebradas, cementados por baritina de grano grueso (tamaño de hasta unos pocos centímetros). En la actualidad los depósitos tipo Mississippi Valley (MVT) se consideran como parte de la evolución de una cuenca sedimentaria (Kesler y Jones 1981; Tritlla *et al.*, 2006). Los fluidos presentes en dicha

cuenca pueden desplazarse como respuesta al gradiente hidrostático causado por compactación, al gradiente geotérmico, al relieve, a la deformación, entre otros factores (Anderson y Macqueen 1988). Tales procesos provocan el cambio constante en la composición química de los mencionados fluidos, condicionando la precipitación mineral y/o el reemplazo de minerales preexistentes. En las mineralizaciones estratiformes baríticas alojadas en las calizas del Miembro Troncoso Superior (por ej. mina San Eduardo) se observa un fuerte carácter estratoligado, con procesos de relleno como de reemplazo. Sus formas son aproximadamente tabulares a lenticulares, con el desarrollo de texturas cebradas con olor fétido al ser golpeadas debido a la presencia de materia orgánica (hidrocarburos). Todos estos rasgos apuntan a una tipología MVT similar a la establecida por Tritlla *et al.* (2006) y González-Sánchez *et al.* (2009), entre otros, para los depósitos de Pb-Zn-Ba-Sr-F del estado de Coahuila, México, donde estas mineralizaciones se generaron a partir de procesos de reemplazo y relleno sobre secuencias carbonático-evaporíticas de edad jurásico-cretácica.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo de investigación fue realizado con subsidios del Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET) en el marco del proyecto PIP-0285 y con subsidios de la Universidad Nacional de La Plata (Proyectos 11N 540 y 692) y de la Society of Economic Geologists (SEG). Los autores agradecen la ayuda brindada por la Dra. N. Cesaretti en las mediciones microtermométricas. También se agradece muy especialmente a los Dres. P. Leal y R. Lira por sus valiosas observaciones y comentarios que mejoraron la versión original de este trabajo.

REFERENCIAS

- Anderson, J.M. y Macqueen, R.W. 1988. Mississippi Valley-Type Lead Zinc Deposits. En: Roberts, R.G. y Sheahan, P.A. (eds.), Ore Deposit Models. Geoscience Canada Reprint Series 3: 79-90, Ottawa.
- Bowman, J.R. 1998. Stable-Isotope Systematics of Skarns. En: Lentz, D.R. (ed.), Mine-

- ralized Intrusion-Related Skarn Systems. Mineralogical Association of Canada, Short Course Volume 26: 99-145, Ottawa.
- Braccacini, I.O. 1970. Rasgos tectónicos de las acumulaciones mesozoicas en las provincias de Mendoza y Neuquén. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 25: 275-282.
- Claypool, G.E., Holser, W.T., Kaplan, I.R., Sakai, H. y Zak, I. 1980. The age curves of sulfur and oxygen isotopes in marine sulfate and their mutual interpretation. *Chemical Geology* 28: 199-260.
- Collao, S., Brodtkorb, M.K. de y Etcheverry, R.O. 1998. Inclusiones fluidas en celestinas de los yacimientos de la Formación Huitrín, provincia de Neuquén, Argentina. 40° Congreso Brasileiro de Geología, Abstracts: 174, Belo Horizonte.
- de Barrio, R.E., Etcheverry, R.O., del Blanco, M.A., Domínguez, E.A., Recio Hernández, C., Escobar, R.I. y Salvioli, M.A. 2014. Nuevos datos y esquemas genéticos de los depósitos barítico-celestínicos vinculados a la secuencia Jurásico-Cretácica de la Cuenca Neuquina en la provincia del Neuquén. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 71: 184-200.
- González-Sánchez, F., Camprubí, A., González-Partida, E., Puente-Solís, R., Canet, C., Centeno-García, E. y Atudorei, V. 2009. Regional stratigraphy and distribution of epigenetic stratabound celestine, fluorite, barite and Pb-Zn deposits in the MVT province of northeastern Mexico. *Mineralium Deposita* 44: 343-361.
- Grober, P. 1946. Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70°. 1. Hoja Chos Malal. *Revista de la Sociedad Geológica Argentina* 1: 177-208.
- Hayase, K. y Bengochea, A.L. 1975. Consideraciones sobre la génesis de algunos yacimientos de baritina-celestina, provincia de Neuquén, República Argentina. 2° Congreso Iberoamericano de Geología Económica, Actas 2: 295-314.
- Irvine, T. y Baragar, W. 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences* 8: 523-548.
- Kesler, S.E. y Jones, C.M. 1981. Sulfur- and strontium-isotopic geochemistry of celestite, barite, and gypsum from the Mesozoic basins of north-eastern Mexico. *Chemical Geology* 31: 211-224.
- Leake, B.E., Wooley, A., Arps, Ch., Birch, W., Gilbert, M., Grice, J., Hawthorne, F., Kato, A., Kisch, H., Krivovichev, W., Linthout, K., Laird, J., Mandarino, J., Maresch, W., Nickel, E., Nicholas, M., Rock, N., Schumacher, J., Smith, D., Stephenson, N., Ungaretti, L., Whittaker, E. y Youshi, G. 1997. Nomenclature of amphiboles: report of the Subcommittee on amphiboles of the International Mineralogical Association. Commission on new minerals and mineral names. *The Canadian Mineralogist*, 35: 219-246.
- Leal, P. y Mateo, P. 2015. Paragénesis y microtermometría de las manifestaciones de baritina del anticlinal de Chorriaca, provincia del Neuquén. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 72: 195-209.
- Leanza, H.A., Repol, D., Hugo, C.H. y Sruoga, P. 2006. Hoja Geológica 3769-31, Chorriaca, Provincia del Neuquén. Instituto de Geología y Recursos Minerales. Servicio Geológico Minero Argentino, Boletín 354, 93 p.
- Le Maitre, R.W. 1989. A Classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms. Blackwell, 193p., Oxford.
- Llambías, E.J. y Malvicini, L. 1978. Geología, petrología y metalogénesis del área de Colipilli, provincia del Neuquén, República Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 33: 257-276.
- Llambías, E.J. y Rapela, C.W. 1987. Las vulcanitas de Colipilli y sus relaciones con las provincias volcánicas del Terciario inferior de Neuquén-Mendoza y Patagonia. 10° Congreso Geológico Argentino, Actas 4: 249-251, San Miguel de Tucumán.
- Llambías, E.J. y Rapela, C.W. 1989. Las vulcanitas de Colipilli, Neuquén (37°S) y su relación con otras unidades paleógenas de la cordillera. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 44: 224-236.
- Machel, H.G., Krouse, H.R. y Sassen, R. 1995. Products and distinguishing criteria of bacterial and thermochemical sulfate reduction. *Applied Geochemistry* 10: 373-389.
- Mateo Fernández Caso, M.P., Montero, D.G., Leal, P. y Ramos, V.A. 2011. Petrografía y geoquímica del magmatismo cretácico superior-eoceno en el área de Pichaihue, provincia de Neuquén. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 68: 173-184.
- McDonough, W.F. y Sun, S.S. 1995. Composition of the Earth. *Chemical Geology* 120: 223-253.
- McKinstry, H.E. 1955. Structure of Hydrothermal ore deposits. En: Bateman, A. (ed.) *Economic Geology 50th Anniversary volume*, Society of Economic Geologists Special Publications: 170-225, Littleton.
- Morimoto, N. 1988. Nomenclature of pyroxenes. *American Mineralogist* 73: 1123-1133.
- Nash, J.T. 1976. Fluid inclusion petrology-data from porphyry copper deposits and applications to exploration. United States Geological Survey, Professional Paper 907-D, 16 p., Washington.
- Ohmoto, H. 1986. Stable isotope geochemistry of ore deposits. En: Valley, J.W., Taylor, H.P., y O'Neill, J.R. (eds.) *Stable isotopes in high temperature geological processes*. Mineralogical Society of America 491-599, Chantilly.
- Pearce, J.A. 1982. Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. En Thorpe R.S. (ed.) *Andesites: orogenic andesites and related rocks*. Wiley: 525-548, Chichester.
- Ramos, V.A. 1978. Estructura. 7° Congreso Geológico Argentino, Relatorio de la Geología y Recursos Naturales del Neuquén: 99-118, Buenos Aires.
- Ramos, V.A. 1998. Estructura del sector occidental de la faja plegada y corrida del Agrio, cuenca Neuquina, Argentina. 10° Congreso Latinoamericano de Geología, Actas 2: 105-110, Buenos Aires.
- Ramos, V.A. y Folguera, A. 2005. Tectonic evolution of the Andes of Neuquén: Constraints derived from the magmatic arc and foreland deformation. En Veiga, G., Howell, E.J. y Spalletti, L. (eds.) *The Neuquén Basin: A case study in sequence stratigraphy and basin dynamics*. The Geological Society, Special Publications 252: 15-35, London.
- Rapela, C.W. y Llambías, E.J. 1985. La secuencia andesítica terciaria de Andacollo, Neuquén, Argentina. 4° Congreso Geológico Chileno, Actas 4: 458-488, Antofagasta.
- Richardson, C.K., Rye, R.O. y Wasserman M.D. 1988. The chemical and thermal evolution of the fluids in the Cave-in-Rock fluorite district, Illinois: stable isotope systematics at the Deardorff mine. *Economic Geology* 83: 765-783.
- Roedder, E. 1984. Fluid Inclusions. *Mineralogical Society of America, Reviews in Mineralogy* 12, 646 p., Chantilly.
- Rollinson, H.R. 1993. *Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation*. Longman, 352 p., Harlow.
- Salvioli, M.A. 2017. Geología y génesis de los depósitos barítico-polimetálicos (Ba-Fe-Pb-Cu-Zn-Mn) del área de Colipilli, sector cen-

- tro-occidental de la Cuenca Neuquina. Tesis Doctoral, Universidad Nacional de La Plata. (Inédito), 298 p., La Plata.
- Seal II, R.R. 2006. Sulfur Isotope Geochemistry of Sulfide Minerals. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry* 61: 633-677.
- Sun, S.S. y McDonough, W.F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. En: Saunders, A.D. y Norry, M.J. (eds.) *Magmatism in ocean basins*. The Geological Society, Special Publication 42: 313-345, London.
- Tritlla, J., Levresse, G., Corona-Esquivel, R., Banks, D., Lamadrid, H. y Bourdet, J. 2006. Depósitos de Pb-Zn-Cu-Ba-F-Sr epigenéticos estratoligados en series sedimentarias en relación a salmueras de Cuenca: depósitos de tipo "Mississippi Valley" (MVT) y similares en México. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 58: 103-139.
- Viñes, R.F. 1985. Estilos estructurales de la faja plegada occidental neuquina. Informe preliminar. Informe interno YPF (inédito), 6p., Buenos Aires.
- Whitney, D.L. y Evans, B.W. 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist* 95: 185-187.
- Winchester, J.A. y Floyd, P.A. 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology* 20: 325-343.
- Wood, D.A. 1980. The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectono-magmatic classification and to establishing the nature of crystal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province. *Earth and Planetary Science Letters* 50: 11-30.
- Worden, R.H., Smalley, P.C. y Oxtoby, N.H. 1996. The effects of thermochemical sulfate reduction upon formation water salinity and oxygen isotopes in carbonate gas reservoirs. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 60: 3925-3931.
- Yrigoyen, M.F. 1972. Cordillera Principal. En: Leanza, A.F. (ed.) *Geología Regional Argentina*. Academia Nacional de Ciencias: 345-364, Córdoba.
- Zamora Valcarce, G. 2007. Estructura y cinemática de la faja plegada del Agrio. Tesis doctoral Universidad de Buenos Aires (inédita), 304 p., Buenos Aires.
- Zamora Valcarce, G., Zapata, T., Del Pino, D. y Ansa, A. 2006. Structural evolution of the Agrio fold and thrust belt. En Kay, S.M. y Ramos, V.A. (eds.) *Evolution of an Andean margin: A tectonic and magmatic view from the Andes to the Neuquén Basin (35°-39° S Lat.)*. Geological Society of America, Special Paper 407: 125-145.

Recibido: 27 de junio, 2016

Aceptado: 7 de septiembre, 2017